



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Modelo de fuentes de anomalías Geomagnéticas de Campo Total asociadas al estado de la cámara magmática del volcán Galeras

Lourdes Narváez Medina

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia
2012

Modelo de fuentes de anomalías Geomagnéticas de Campo Total asociadas al estado de la cámara magmática del volcán Galeras

Lourdes Narváez Medina

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:
Magister en Ciencias - Geofísica

M. Sc. LUZ AMALIA ORDÓÑEZ BURBANO

Directora:
M. Sc. Luz Amalia Ordoñez Burbano

Línea de Investigación:
Campos Potencias

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia
2012

A mi gran familia, a esa familia que Dios me dio, con unos excelentes padres y hermanos, a mi esposo Memo y a mis hijos Daniel y Juan José.

Al Servicio Geológico (El antes Ingeominas), que me ha brindado la posibilidad de trabajar y avanzar en el conocimiento.

A mis amigos y compañeros del Servicio Geológico Colombiano.

A la profesora Luz Amalia, por sus sabios consejos.

Resumen

Con el propósito de obtener modelos de fuente de anomalías Geomagnéticas de Campo Total asociado al estado de la cámara magmática del volcán Galeras, entre junio de 2008 y abril de 2009, se realizaron tres campañas geofísicas que incluyeron medidas de magnetometría, gravimetría y GPS. La toma de datos incluyó 9 bases, 286 puntos distribuidos en 25 perfiles internos y externos al volcán. En el mapa de Anomalía Magnética de Campo Total, se destacan tres anomalías ubicadas en los sectores norte, centro y sur del área del volcán. La profundidad de la isoterma de Curie para la zona norte del área de estudio se encuentra en un promedio a 6 Km, en la zona central menor de 5 Km y en la zona sur se ubica a una mayor profundidad de 13 Km. Usando el programa Geosoft, GMSYS, se realizaron cinco modelos 2D, destacando tres capas principales, definidas como basamento, capa intermedia y capa superior. En medio de estas capas se encontraron bloques que pudieron ser detectados en más de un perfil, encontrando relación con la geología de la zona y la actividad propia del volcán.

Palabras clave: Magnetometría, anomalías magnéticas, análisis espectral, modelos magnéticos, volcán Galeras.

Abstract

In order to obtain models of source of Geomagnetic Total Field anomalies, associated with the state of the magma chamber of the Galeras volcano, there were three geophysical campaigns, between June 2008 and April 2009, that included measures of magnetometry, gravimetry and GPS. Data collection included 9 bases, 286 points in 25 internal and external profiles of the volcano. In the Total Field Magnetic anomaly map, were found three anomalies areas located in northern, central and southern area of the volcano. The depth of the Curie isotherm to the north of the study about 6 Km in the central area to less than 5 Km and to the south is located at a greater depth of 13 Km. Using Oasis Montaj program (Geosoft), GMSYS, five 2D models were found, highlighting three main layers, defined as base, intermediate layer and top layer. Between these layers were found blocks could be detected in more than one profile, finding a relation with the area and the activity of the volcano.

Keywords: Magnetometry, magnetic anomalies, spectral analysis, magnetic models, Galeras volcano

Contenido

	Pág.
Resumen	VII
Abstract.....	VII
Lista de figuras.....	XI
Lista de tablas	XIV
Introducción	1
1. Capítulo 1.....	3
1.1 Localización del área del Complejo Volcánico Galeras (CVG)	3
1.2 Geomorfología y Geología del Complejo Volcánico Galeras.....	5
1.3 Trabajos previos	7
2. Capítulo 2. Contexto Teórico.....	11
2.1 Método magnetométrico	11
2.2 Relación entre la susceptibilidad magnética y la temperatura	12
2.3 Flujo de calor al interior de la Tierra.....	13
2.4 Anomalías magnéticas.....	15
2.5 Campo de referencia Geomagnético internacional IGRF.	16
2.6 Profundidad de la isoterma de Curie.....	18
2.7 Análisis espectral.....	18
3. Capítulo 3. Levantamiento magnetométrico.....	29
3.1 Equipos y software utilizados	29
3.1.1 Sistema de posicionamiento global (GPS) marca TOPCON.....	29
3.1.2 Magnetómetro SCINTREX	30
3.1.3 Descripción del levantamiento.....	31
4. Capítulo 4. Proceso y análisis de la información.....	35
4.1 Cálculo del Campo Geomagnético total de referencia	35
4.2 Obtención de anomalías magnéticas de Campo Total (AMCT)	37
4.3 Filtros aplicados a la anomalía magnética de Campo Total.	39
4.4 Análisis espectral	53
4.5 Selección de anomalías relevantes en el área de estudio y determinación de la profundidad de la isoterma de Curie	56
4.6 Modelos magnéticos.....	62
5. Capítulo 5. Conclusiones y Recomendaciones.....	73

X	Modelo de fuentes de anomalías Geomagnéticas de Campo Total asociadas al estado de la cámara magmática del volcán Galeras
---	---

Bibliografía	77
---------------------------	-----------

A. Anexo 1: Anomalía de Campo Geomagnético Total, Galeras 2008, 2009	81
---	-----------

B. Anexo 2: Comportamiento de las bases ocupadas en las campañas de magnetometría realizadas en el volcán Galeras durante 2008 2009.....	98
---	-----------

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1-1. Mapa de ubicación del volcán Galeras y de las poblaciones construidas alrededor del mismo.....	3
Figura 1-2. Imagen satelital del volcán Galeras, tomada el 1 de octubre de 2001 por el sensor IKONOS2 (resolución espacial de 1.0084 m), procesada por la empresa GeoEye Corporate	4
Figura 1-3. Localización y evolución geológica del CVG, se consigna la distribución geográfica de las etapas de evolución el complejo volcánico así como también el tipo de material que las constituye. En el centro del Complejo y en azul aparece el Galeras actual (Tomado de Calvache, 1995).	6
Figura 1-4. Anomalía de atenuación a partir de inversión de ondas de cuerpo. Tomado de Moncayo E. (2004).	8
Figura 1-5. Mapa 2D de los valores de b . a) Mapa mostrando los valores del Parámetro b . A-A' indican la longitud y orientación del corte W-E a través del cráter. b Sección vertical W-E a través del cráter, mostrando los valores de b en el volcán Galeras. c) Distribución Magnitud-frecuencia para una muestra seleccionada. Los colores azules y rojos indican valores de b bajos y altos respectivamente. (Tomado de Sánchez, et al, 2005).	9
Figura 1-6. Esquema de la estructura interna del Volcán Galeras a partir de Tomografía símica de onda P. Tomado de Ospina L. (2006).	10
Figura 2-1. Componentes del Campo Geomagnético. El vector del Campo Geomagnético Total se puede dividir en 2 componentes, una componente vertical Z, y una componente horizontal H; la inclinación es el ángulo vertical entre la horizontal y T; la declinación es el ángulo azimutal entre la componente horizontal y el norte geográfico. 12	
Figura 2-2. Volumen elemental de un prisma y el sistema de coordenadas. (Modificado de Bhattacharyya, 1966).	21
Figura 2-3. Logaritmo del espectro de potencia de un doble conjunto de datos magnetométricos.	27
Figura 2-4. Ejemplo de un espectro de potencia, para estimar la profundidad del punto de Curie, usando los dos de anomalía magnética en dos dimensiones. (Modificado de Tanaka A., et al 1999).	28
Figura 3-1. GPS de doble frecuencia, marca Topcon, modelo GB-1000 y antenas PG-A1. A la derecha se indican las especificaciones del equipo, suministradas por el fabricante.	30
Figura 3-2. Magnetómetro SCINTREX. Izquierda MP3, derecha ENVI. En la parte inferior se indican las especificaciones del equipo, suministradas por el fabricante.....	31

Figura 3-3. Ubicación de las bases que se utilizaron para la toma de datos de geofísica. El punto PASTO, se distingue con el número 1000.....	33
Figura 3-4. Ubicación de las 286 estaciones con datos de gravimetría y magnetometría levantados simultáneamente durante los periodos mencionadas alrededor del Volcán Galeras.	34
Figura 4-1. Mapa del modelo de elevación digital del área del volcán Galeras utilizando los 286 puntos de GPS.	36
Figura 4-2. Mapa de Intensidad de Campo Geomagnético Total, obtenido por el método de interpolación de mínima curvatura.	37
Figura 4-3. Mapa Anomalía Magnética de Campo Total. Las líneas rojas corresponden a los trazos de falla y las amarillas a los estadios del CVG.....	38
Figura 4-4. Mapa Anomalía Magnética de Campo Total, aplicando un filtro de continuación analítica hacia arriba a una altura de a) 500 m, b) 1000 m, c) 2000 m, d) 3000 m, e) 4000m y f) 5000 m. Las líneas amarillas corresponden a los estadios del CVG.....	41
Figura 4-5. Mapa AMCT – Reducida al Polo.	44
Figura 4-6. Mapa AMCT – Reducida al Ecuador.	45
Figura 4-7. Mapa de segundas derivadas verticales de Anomalía de Magnética de Campo Total. Las líneas amarillas a los estadios del CVG.....	46
Figura 4-8. Mapa de primera derivada en Y de Anomalía Magnética de Campo Total a una altura de 500 m. Las líneas amarillas a los estadios del CVG	47
Figura 4-9. a) Mapa de Anomalía Magnética de Campo Total, aplicando el filtro de cosenos direccionales a 45°, se destacan las anomalías que están en esta dirección. b) Eliminando las anomalías presentes en la dirección de 45°.....	49
Figura 4-10. Mapas de Anomalía Magnética Regional y Residual. a) y b), utilizando una analítica a 4500; c) y d), utilizando método de superficie de tendencia polinómica grado 3; e) y f), con el método de Gauss.	51
Figura 4-11. Mapas de Anomalía Magnética Regional (a) y Residual (b) utilizando método de superficie de tendencia polinómica grado 3.....	52
Figura 4-12. Logaritmo natural del Espectro de Energía promediado radialmente de la Anomalía Magnética. La línea roja indica la zona profunda, la verde la intermedia y la naranja la superficial. En cada zona se presenta la ecuación y el coeficiente de correlación de la línea de tendencia.....	54
Figura 4-13. Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente de la Anomalía Magnética. La línea verde indica la zona intermedia.	55
Figura 4-14. Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente dividido entre la longitud de onda, de la AMCT. La línea roja indica la zona profunda.....	55
Figura 4-15. a) AMCT. Las líneas amarillas indican los perfiles seleccionados LN1E y LN2E b) Perfiles trazados en el sector, línea azul indica la topografía y la roja la anomalía. c) y e) Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente de la AMCT. d) y f) Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente de la AMCT, dividido entre la longitud de onda.	58

Figura 4-16. a) AMCT b) Ventana correspondiente al sector Sur-occidente del CVG c) y e) Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente de la AMCT. d) y f) Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente dividido entre la longitud de onda, de la AMCT.	59
Figura 4-17. a) AMCT. b) Ventana correspondiente al sector del Cráter activo del CVG c), e) y g) Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente de la AMCT. d), f) y h) Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente dividido entre la longitud de onda, de la AMCT.	60
Figura 4-18. Gradiente de Temperatura. El tope inferior corresponde a la profundidad de Curie	61
Figura 4-19. Perfiles seleccionados para modelar las fuentes principales en el área del complejo Volcánico Galeras. Las líneas amarillas corresponden a los perfiles seleccionados, las líneas rojas identifican las fallas que atraviesan el área.....	63
Figura 4-20. Modelo magnético 1, perfil LS1N, azimuth N131E, con datos de anomalía magnética regional.	64
Figura 4-21. Modelo magnético 2, Perfil LS1N, con datos de anomalía magnética de Campo Total.....	66
Figura 4-22. Perfil LN_S_T N, con datos de anomalía magnética de Campo Total. La capa verde corresponde al basamento (susceptibilidad de 0.0001 SI); la capa amarilla con rojo, corresponde a la capa intermedia (susceptibilidad de 0.000025 SI); la capa amarilla corresponde a la capa superficial (susceptibilidad de 0).	68
Figura 4-23. Perfil LO_E_ N, con datos de anomalía magnética de Campo Total. La capa verde corresponde al basamento (susceptibilidad de 0.0001 SI); la capa amarilla con rojo, corresponde a la capa intermedia (susceptibilidad de 0.000025 SI); la capa amarilla corresponde a la capa superficial (susceptibilidad de 0). La figura inferior corresponde a un detalle en profundidad del modelo.	70
Figura 4-24. Perfil LE_O N, con datos de anomalía magnética de Campo Total. La capa verde corresponde al basamento (susceptibilidad de 0.0001 SI); la capa amarilla con rojo, corresponde a la capa intermedia (susceptibilidad de 0.000025 SI); la capa amarilla corresponde a la capa superficial (susceptibilidad de 0). La figura inferior corresponde a un detalle en profundidad del modelo.	72

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 1-1. Descripción de las etapas que conforman el Complejo Volcánico Galeras.....	7
Tabla 3-1. Coordenadas en el sistema WGS-84 de las estaciones base del levantamiento geofísico.	33
Tabla 4-1. Relación entre Anomalía Magnética de Campo Total y valores obtenidos después de aplicar continuaciones analíticas.	40
Tabla 4-2. Profundidades de las fuentes seleccionadas.	57

Introducción

Los métodos geofísicos permiten conocer de una forma aproximada las condiciones internas de la Tierra, como respuesta de medidas que se adquieren en superficie. La Magnetometría, mide las irregularidades presentes en el Campo Geomagnético de la corteza terrestre, con el propósito de conocer la estructura profunda de una zona definida, que para el caso de la presente investigación corresponde al área que abarca el Complejo Volcánico Galeras.

Aplicar el método magnético en áreas volcánicas es de gran utilidad teniendo en cuenta que las rocas que la conforman presentan características que permiten obtener fuertes contrastes magnetométricos que serán captados por los equipos y que luego pueden ser graficados en mapas de anomalías magnéticas para su posterior interpretación.

El objetivo general del trabajo consiste en la elaboración de modelos de fuente de anomalías de Campo Geomagnético del Volcán Galeras, a partir de la interpretación de información magnetométrica de Campo Total, obtenida a través de campañas realizadas en el Complejo Volcánico Galeras, entre junio de 2008 y abril de 2009. Se presentan los mapas de anomalías regional y residual del Campo Geomagnético Total. Una vez se aplican varios filtros y se obtienen la anomalía regional y residual se identifican las principales fuentes de anomalía y utilizando el análisis espectral se calcula la profundidad de la Isoterma de Curie para el periodo de estudio. Finalmente se obtiene un modelo 2D de fuente de anomalía magnética regional y cuatro modelos de fuente 2D involucrando las anomalías locales más relevantes en el área.

El presente trabajo se ha estructurado en seis capítulos. En el primer capítulo, se presentan los objetivos planteados en el proyecto, seguido por la descripción del área de estudio, teniendo en cuenta la localización y geomorfología del volcán Galeras, utilizando la información suministrada en Calvache, 1995; Calvache & Cortés, 1996; Calvache et al., 1997; Calvache & Williams, 1997. De igual manera, se hace una breve descripción de trabajos previos realizados con métodos geofísicos en el área de estudio.

En el segundo capítulo se presenta el fundamento teórico del método magnetométrico seguido por la influencia de la temperatura en los minerales magnéticos. En este capítulo se presenta la teoría del cálculo de anomalías magnéticas que involucra las reducciones de datos e incluye el cálculo del Campo Geomagnético Interno de la Tierra, según el Modelo del Campo de Referencia Geomagnético Internacional (IGRF). Para la interpretación de las anomalías magnéticas se indica las diferentes técnicas usadas para separar los efectos regionales de los residuales. Para estimar los parámetros de la fuente que genera las anomalías, así como la determinación de la profundidad de la isoterma de Curie, se presenta el análisis espectral como el método principal de análisis.

En el capítulo III, se presenta el trabajo de campo realizado alrededor del volcán Galeras, que se desarrolló con personal y equipo del INGEOMINAS, y que por la actividad del volcán fue necesario dividirlo en tres campañas, llevadas a cabo entre junio del 2008 y abril del 2009. Se trabajó con 286 puntos distribuidos en 16 perfiles internos y radiales al volcán, un perfil bordeando la carretera circunvalar al volcán, un perfil que bordeó el camino real y 7 perfiles externos. Cada punto contó con información de magnetometría, gravimetría y GPS.

En el capítulo IV se presenta el proceso y análisis de la información obtenida en el capítulo anterior, así como también los mapas de anomalías, de anomalía regional y residual, se escoge las anomalías más relevantes del área, y por medio del análisis espectral se calculan las profundidades de la isoterma de Curie, se estima el gradiente térmico del área y sub-áreas, finalmente se presentan cinco modelos de cuatro perfiles seleccionados.

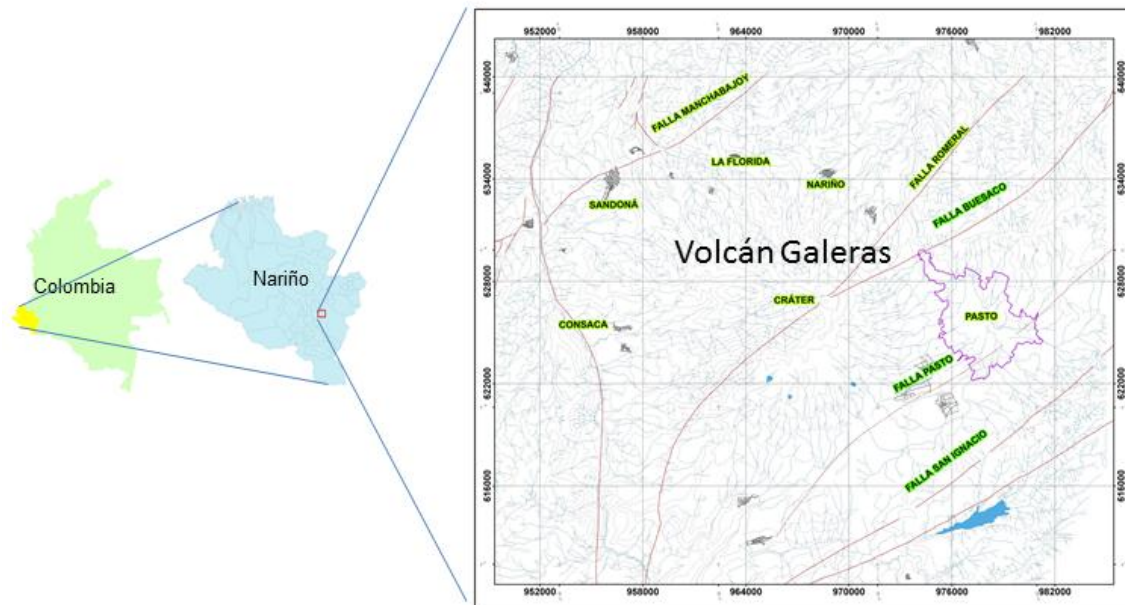
El capítulo V, corresponde a las conclusiones y recomendaciones y el VI a la Bibliografía referenciada.

1.Capítulo 1

1.1 Localización del área del Complejo Volcánico Galeras (CVG)

El Volcán Galeras es hoy en día el centro eruptivo más reciente y actualmente activo del Complejo Volcánico Galeras (CVG), con coordenadas en $1^{\circ} 13' 43,8''$ de latitud norte y $77^{\circ} 21' 33,0''$ de longitud oeste y con una altura de 4276 msnm (referidas a su cráter principal). Está localizado a 9 Km al occidente de la de la Ciudad de San Juan de Pasto, en el Departamento de Nariño y a su alrededor se encuentran distribuidas ocho poblaciones, con una población cercana a los 400.000 habitantes. (Figura 1-1).

Figura 1-1. Mapa de ubicación del volcán Galeras y de las poblaciones construidas alrededor del mismo



En la Figura 1-2, se detalla algunos de los rasgos morfológicos más destacables del CVG. Su caldera, abierta hacia el occidente, es producto de erupciones y deslizamientos anteriores. En su interior se resalta el cono del Volcán Galeras, un estrato volcán andesítico, con una altura aproximada de 150 m, un cráter principal de unos 300 m de diámetro y varios cráteres secundarios ubicados alrededor del mismo.

El área de estudio se encuentra enmarcado entre las coordenadas $1^{\circ} 4' 3''$ y $1^{\circ} 22' 23''$ de latitud norte y $77^{\circ} 9' 17''$ y $77^{\circ} 22' 23''$ de longitud oeste, involucrando un área aproximada de 1.000 km^2 .

Figura 1-2. Imagen satelital del volcán Galeras, tomada el 1 de octubre de 2001 por el sensor IKONOS2 (resolución espacial de 1.0084 m), procesada por la empresa GeoEye Corporate



1.2 Geomorfología y Geología del Complejo Volcánico Galeras

La descripción que a continuación se realiza se fundamenta en los trabajos de Calvache, 1995; Calvache & Cortés, 1996; Calvache et al., 1997; Calvache & Williams, 1997, Cortés y Calvache 1997.

En el proceso de formación del Complejo Volcánico Galeras, descrito por Cepeda 1985, y redefinido por Calvache, 1995; se distinguen seis etapas diferentes de su actividad, conformada por una sucesión de lavas masivas y depósitos piroclásticos de composición predominantemente andesítica emitidos durante el último millón de años, intercalados con depósitos de flujos de lodo secundarios y avalanchas de escombros.

Según la Formación los Pasto, presentada por Cortés y Calvache , 1997, la composición global y las características petrográficas de los productos volcánicos son casi constantes. Los análisis químicos y petrográficos de los depósitos volcánicos indican la presencia de las siguientes variedades litológicas: andesitas (91 %), andesitas basálticas (3,5 %) y dacitas (5,5 %). La composición química de los productos de la formación está caracterizada por andesitas calcoalcalinas, altas en sílice y medias en potasio. Las variaciones observadas desde andesitas basálticas a dacitas han ocurrido durante etapas individuales de actividad del Complejo Volcánico del Galeras.

Predomina la textura porfirítica con presencia de textura vítrea, aunque algunas presentan textura vítrea. Los principales minerales presentes son plagioclasa (más abundante), ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino; titanomagnetita, ilmenita y apatito están presentes como fases menores. Con frecuencia se encuentran Fenocristales de anfíbol con bordes de reacción o completamente reemplazados. De igual manera son muy comunes Glomerocristales, compuestos principalmente de piroxeno, plagioclasa y óxidos.

A partir de la información resultante del trabajo de geología de campo detallada y dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y ^{14}C , las rocas y los depósitos se han agrupado informalmente en seis etapas diferentes, producto de numerosos episodios eruptivos ocurridos sobre largos períodos de tiempo, que representan la evolución del Complejo Volcánico del Galeras, Dichas etapas son, en orden de antigüedad, Cariaco, Pamba, Coba Negra, Jenoy, Urcunina y Galeras (Figura 1-3). En la tabla 1, se detallan algunas características de estas etapas.

Figura 1-3. Localización y evolución geológica del CVG, se consigna la distribución geográfica de las etapas de evolución el complejo volcánico así como también el tipo de material que las constituye. En el centro del Complejo y en azul aparece el Galeras actual (Tomado de Calvache, 1995).

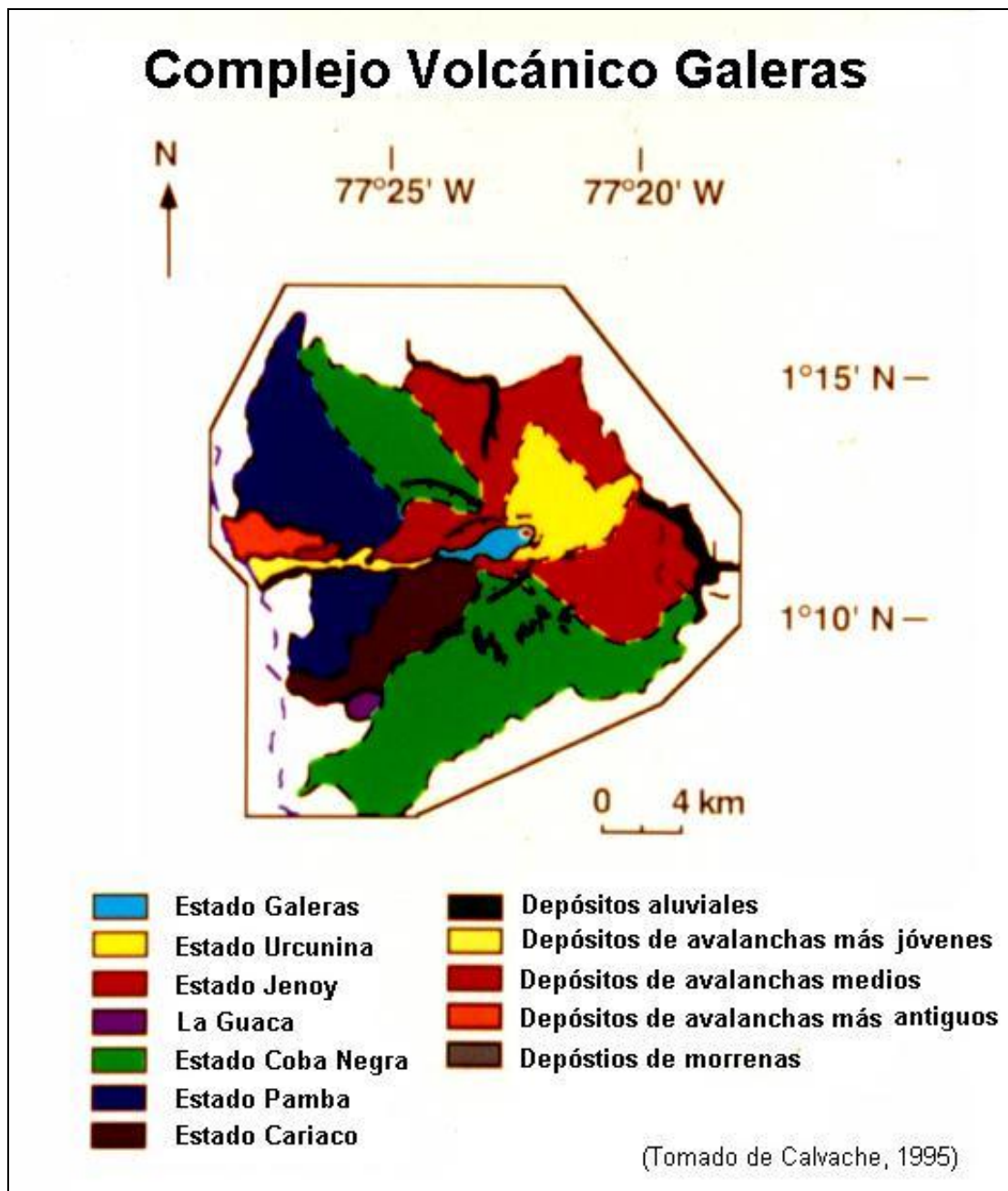


Tabla 1-1. Descripción de las etapas que conforman el Complejo Volcánico Galeras

Etapa	Edad	Volumen Km ³	Composición
Cariaco	1,1 Ma	26	Composición andesítica, con presencia de biotita
Pamba	> 793 Ka	50	Composición andesítica, intercalados y suprayacidos por una secuencia espesa de lava andesítica y depósitos de colapso de lava o domo. Flujo piroclástico de bloques y cenizas parcialmente soldado y endurecido, seguido por depósitos de flujos de lava y flujos por colapso de lava. Las lavas son andesitas de dos piroxenos con una pequeña proporción de magnetita e ilmenita.
Coba Negra	793 ± 20 Ka	70	Constituída por espesos depósitos de flujo de lava y por varias unidades de flujos piroclásticos, intercalados con <i>surges</i> (oleadas piroclásticas) y caídas de ceniza. Las lavas son principalmente andesitas de dos piroxenos altas en sílice; en menor proporción se encuentran dacitas y andesitas basálticas. 560 Ka (Destrucción de caldera)
Guaca	166 ± 34 Ka	0.2	Cono de escoria, su formación es contemporánea a la actividad de la etapa Jenoy. Se localiza en la parte Sur Oeste del complejo volcánico. Las rocas que lo conforman geoquímica se encuentran en el límite del campo alcalino y calcoalcalino.
Jenoy	159 ± 21 Ka	64	Flujos de lava y depósitos de flujo piroclástico. Las lavas iniciales son andesitas de dos piroxenos, con grandes cantidades de plagioclasa, anfíbol con fuertes bordes de reacción y magnetita e ilmenita como minerales accesorios
Urcunina	12.000 a 5.000 años	10	Lavas andesíticas de dos piroxenos, con anfíbol y olivino como fases accesorias. (En el momento el volumen de este estado es de 3 a 4 Km ³)
Galeras	5.000 años	0.7	El Galeras es un estrato volcán andesítico, con una actividad caracterizada fundamentalmente por erupciones de tipo vulcaniano. flujos piroclásticos, caídas piroclásticas, flujos de lava y flujos de lodo o escombros

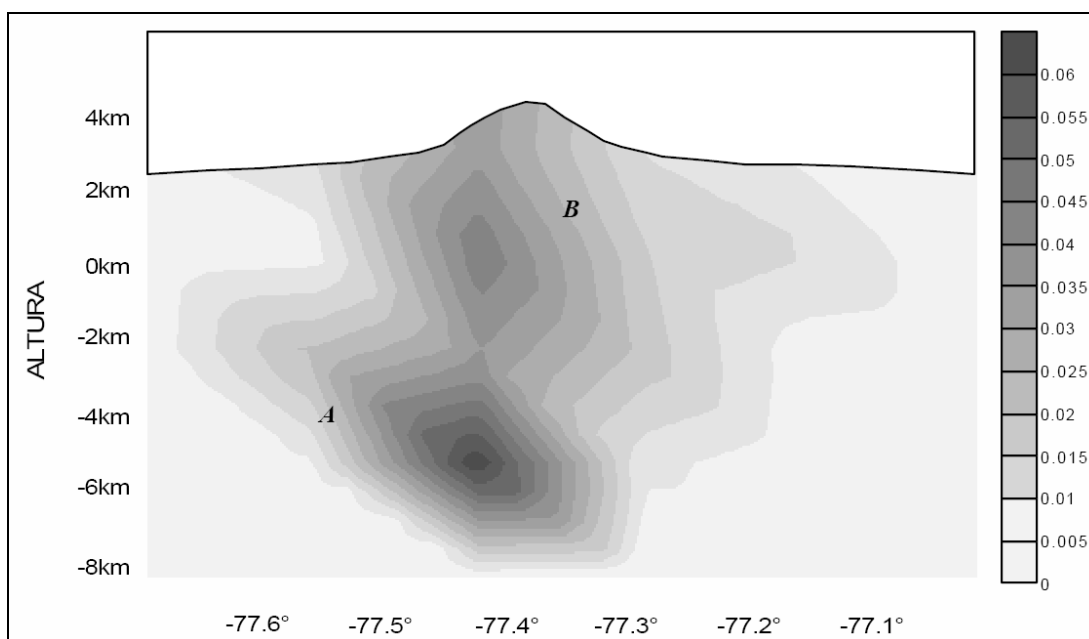
Modificado de Calvache, 1995.

1.3 Trabajos previos

Con el propósito de conocer la estructura interna del volcán Galeras, se han elaborado diferentes estudios los cuales han arrojado diferentes modelos.

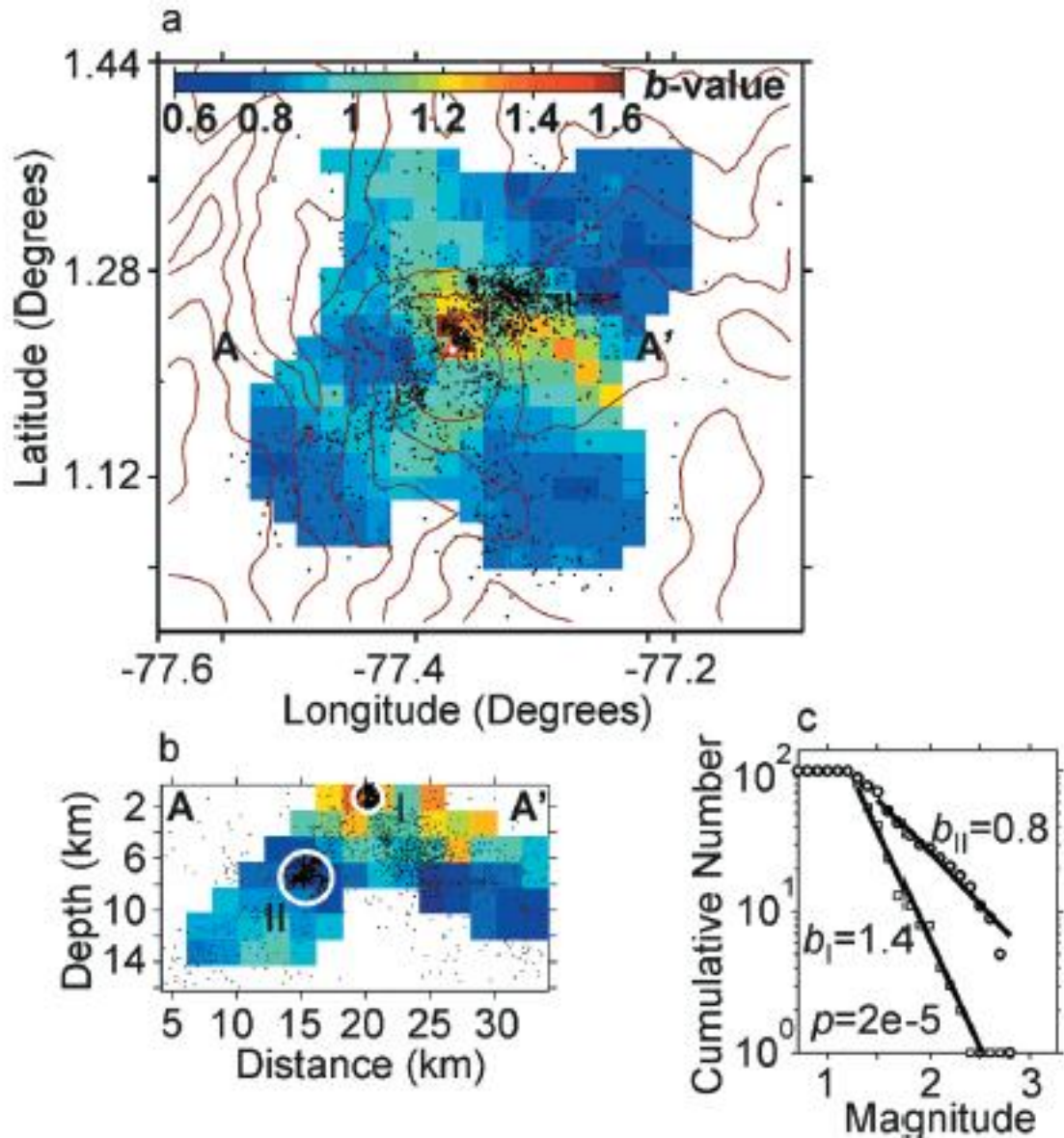
Moncayo E., 2004, aplicó el método de tomografía coda Q, (Q_c), el cual se basa en el cálculo del valor de la atenuación de ondas de coda, con el propósito de conocer la disipación de la energía sísmica liberada durante el viaje de las ondas a través del interior y por la superficie de la Tierra. Al aplicar un modelo de dispersión de ondas se obtiene el valor correspondiente al factor de calidad, el cual indica las condiciones de atenuación del medio, y por medio de éste pueden determinarse zonas de anomalías así como los cambios en las condiciones de rigidez a través del tiempo. En el perfil E-W y debajo del edificio volcánico (Figura 1-4), se observan dos anomalías, una a 9 Km de profundidad (Anomalía A) y otra a 4 Km (Anomalía B), las cuales se encuentran una bajo la otra, separadas entre sí por una zona de valores de atenuación menores ubicada a los 5 Km de profundidad.

Figura 1-4. Anomalía de atenuación a partir de inversión de ondas de cuerpo. Tomado de Moncayo E. (2004).



Sánchez, et al, 2005, realizaron un mapeo espacial de los valores del Parámetro b, utilizando sismos Volcano-Tectónicos (sismos asociados a fracturamiento de material cortical) registrados en Galeras entre 1995 y 2002, determinando una zona anómala con valores altos del Parámetro b, demarcando una estructura vertical elongada bajo el cráter activo del Galeras a una profundidad de 5-6 Km, que en su trabajo fue asociada con un conducto o con una región transitoria de almacenamiento superficial de magma. Plantea la posibilidad que estos valores del Parámetro b, estén resaltando una región adyacente a un conducto, un cuerpo magmático somero, o los restos de una intrusión semicristalizada. (Figura 1-5).

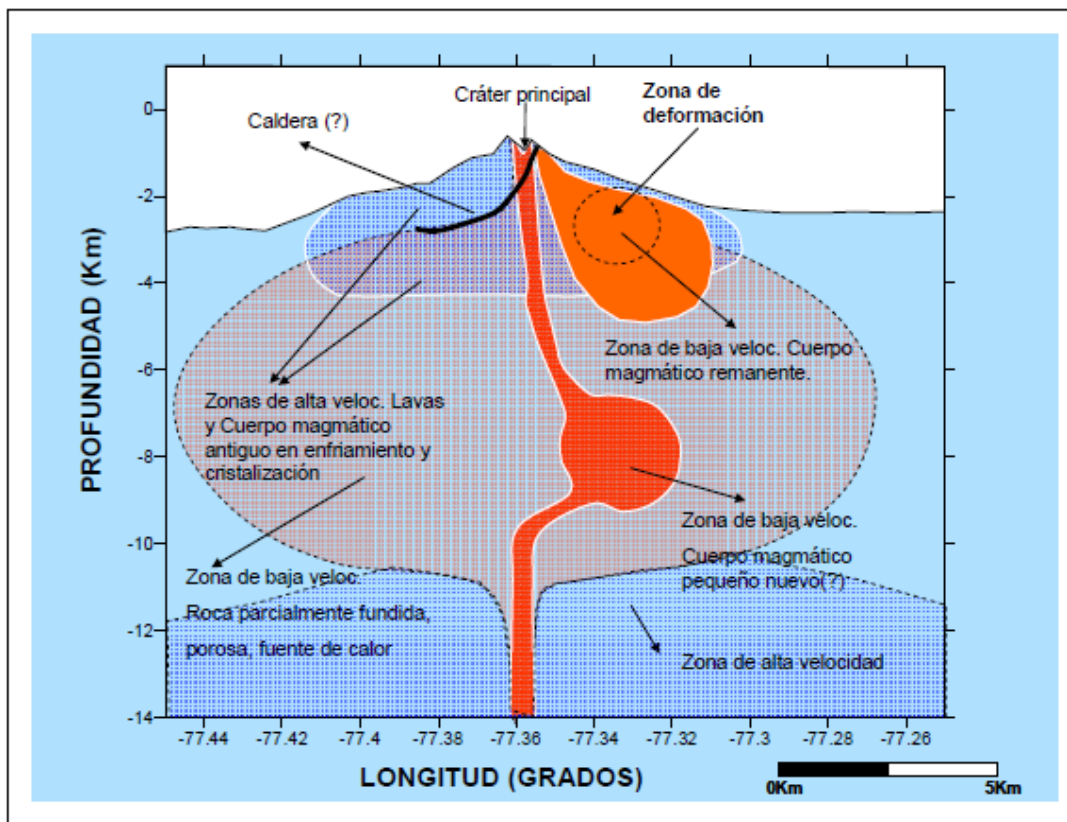
Figura 1-5. Mapa 2D de los valores de b . a) Mapa mostrando los valores del Parámetro b . A-A' indican la longitud y orientación del corte W-E a través del cráter. b) Sección vertical W-E a través del cráter, mostrando los valores de b en el volcán Galeras. c) Distribución Magnitud-frecuencia para una muestra seleccionada. Los colores azules y rojos indican valores de b bajos y altos respectivamente. (Tomado de Sánchez, et al, 2005).



Ospina L (2006), utilizando el método de tomografía sísmica tridimensional de Zhao et al (1994), realizó un estudio sísmico de la estructura interna del Volcán Galeras. Se determinaron tres zonas de anomalías con bajos valores de velocidad, y dos zonas con altos valores de velocidad. Las zonas de baja velocidad ($<-5\%$) se localizan bajo el cráter activo entre 4 y 12Km de profundidad de amplia extensión, lo cual es interpretado como

una gran zona de alimentación magmática. Las zonas de alta velocidad ($>5\%$), cubren todo el edificio volcánico hasta una profundidad de 4Km, que en el análisis es asociada en superficie a los depósitos de lavas, y posiblemente al trazo de las fallas Buesaco y Romeral, y en profundidad a un cuerpo magmático antiguo en proceso de enfriamiento y cristalización. La segunda zona de alta velocidad se encuentra a los 12 Km (Figura 1-6).

Figura 1-6. Esquema de la estructura interna del Volcán Galeras a partir de Tomografía símica de onda P. Tomado de Ospina L. (2006).



En Ordoñez, L. A., 1992, mediante el análisis espectral de datos obtenidos en perfiles magnéticos en el área del volcán Galeras, presentó modelos bidimensionales de las fuentes de anomalía magnética más relevantes y a partir del análisis de los espectros de potencia realizó un estimativo de la profundidad de la isoterma de Curie. Una vez analizados los datos, se realizó un esquema cualitativo de un corte vertical del sector norte del Volcán Galeras, indicando la presencia de fuentes bidimensionales asociadas a los puntos de máxima anomalía y el nivel medio de la profundidad de la isoterma de Curie. En el trabajo se observan tres fuentes en forma de dique, que están asociadas a las anomalías más representativas: Las Cuadras, Santa Rosa y Bellavista, siendo esta última la estación con la máxima anomalía negativa.

2. Capítulo 2. Contexto Teórico

En este capítulo se presentan los conceptos básicos del método magnetométrico con el fin de conocer como la interpretación de las anomalías magnéticas puede brindar información sobre la estructura interna del Complejo Volcánico Galeras. A continuación se explica tanto el fundamento del método, como también la influencia que tiene la temperatura en la susceptibilidad magnética.

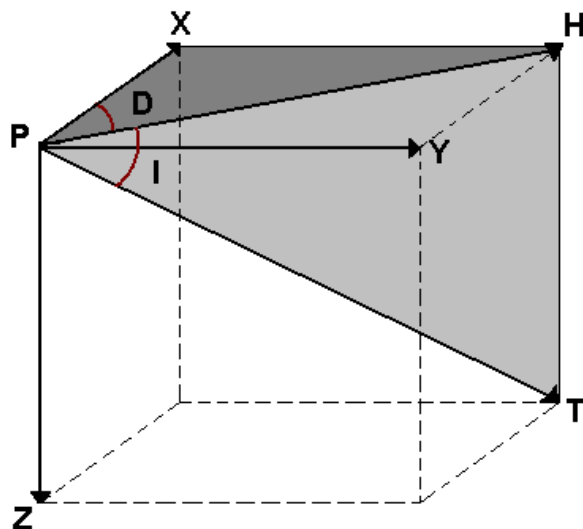
2.1 Método magnetométrico

El método magnético y el gravimétrico se conocen como métodos de campos de potencial. La magnitud que se mide en el método magnético es Campo Geomagnético, el cual está relacionado con la magnetización del medio. Las anomalías magnéticas pueden ser detectadas debido a la existencia de ciertos minerales presentes en las rocas; las propiedades magnéticas de las rocas desaparecen una vez se supera la temperatura de Curie, de esta manera toda fuente de anomalía magnética tiene una extensión vertical limitada.

El Campo Magnético Terrestre (CMT) medido en la superficie de la Tierra, se expresa como un vector que corresponde a la superposición de diferentes campos constituyentes, cada uno de los cuales se origina en un lugar distinto y varía en forma diferente en el espacio y en el tiempo. Las fuentes del Campo Magnético Terrestre, se dividen en internas y externas. El campo externo tiene su origen por la acción de la actividad solar sobre la alta atmósfera (Ionósfera). El campo interno se origina principalmente en el núcleo externo de la tierra, y constituye casi el 90% del Campo Total (campo principal). Este campo se puede asociar al campo originado por un dipolo inclinado localizado en el centro de la Tierra. La segunda fuente del campo interno está localizada en las capas más superficiales de la Tierra y está asociado a la presencia de minerales ferromagnéticos en las rocas que se encuentran a temperaturas inferiores a la temperatura de Curie ($T_c = 580^\circ\text{C}$ para la magnetita) (Blanco, 1997).

En cualquier punto de la superficie terrestre (P), el Campo Geomagnético, queda completamente definido por las componentes horizontal (H) y vertical (Z) de la densidad de flujo, por la declinación (D) que corresponde al ángulo formado entre el norte geográfico y la componente horizontal del CMT o en otras palabras es el ángulo que forman el meridiano magnético y el meridiano geográfico; la intensidad (I), que representa el ángulo que forma la intensidad del campo en un lugar y su proyección sobre el plano horizontal. El Campo Geomagnético se puede expresar por medio de sus componentes vertical y horizontal o a través de la resultante total. Z es positiva cuando está dirigida hacia abajo (hemisferio norte) y negativa si apunta hacia arriba (Figura 2-1) (Parasnis, D. S. 1970).

Figura 2-1. Componentes del Campo Geomagnético. El vector del Campo Geomagnético Total se puede dividir en 2 componentes, una componente vertical Z, y una componente horizontal H; la inclinación es el ángulo vertical entre la horizontal y T; la declinación es el ángulo azimutal entre la componente horizontal y el norte geográfico.



La intensidad del CMT se expresa en gamma [1 gamma [γ] es igual a 10^{-5} gauss o 10^{-9} Tesla o 1 nano Tesla, nT]. Dependiendo de dónde se mide el Campo Geomagnético, la intensidad puede estar entre 20.000 y 70.000 nT.

2.2 Relación entre la susceptibilidad magnética y la temperatura

La imanación de las rocas se debe tanto a la inducción del Campo Terrestre como a su imanación permanente o remanente. La intensidad inducida (**M**) depende, de la susceptibilidad magnética (χ) y del campo imanador, Campo Geomagnético Terrestre (**H**), mientras que la intensidad permanente es función de la historia de la roca, los minerales adquieren esta imanación en su formación, cuando bajan por debajo del punto de Curie (D.S. Parasnis, 1970, Blanco, 1997) y se asocian mediante la siguiente relación:

$$\mathbf{M} = \chi \mathbf{H}, \quad (2.1)$$

Donde χ = susceptibilidad magnética, **M** y **H** son vectores.

Según Udías, A, y Mézcua, J., 1997, la inducción magnética en el interior del medio vendrá dada por:

$$B = \mu_0 (H + M) = \mu_0 (1 + \chi) H \quad (2.2)$$

μ_0 = Constante magnética del vacío

H= Campo Magnético de la Tierra

M= Intensidad inducida

Cualquier material expuesto a un campo exterior puede ser:

- **Diamagnético:** el valor de susceptibilidad χ es negativo. Los materiales diamagnéticos se caracterizan por ser difícilmente o nada imantables. En sustancias diamagnéticas, la aplicación de un campo magnético externo produce una pequeña magnetización inducida en la dirección opuesta al campo magnético aplicado. La magnetización es proporcional al campo magnético aplicado, y decae hasta cero cuando el campo es removido
- **Paramagnético:** La susceptibilidad de las sustancias χ es positiva e inversamente proporcional a la temperatura absoluta (Ley de Curie-Weiss). Los materiales paramagnéticos son fáciles de magnetizar y la magnetización desaparece cuando el campo es removido.
- **Ferromagnético:** produce un campo magnético, sin necesidad de un campo exterior. El ferromagnetismo desaparece por encima de una temperatura de Curie.

La temperatura de Curie, indica la transición entre la fase ferromagnética y la fase magnética y viene dada por:

$$T_C = \frac{\mu_B H_w}{k} \quad (2.3)$$

Donde μ_B es el momento magnético del electrón y k la constante de Boltzmann. (Stacy, F. D., 1969)

La temperatura de Curie de la magnetita, es aproximadamente de 580 °C. El ferromagnetismo no desaparece espontáneamente, lo hace de manera gradual, y aproximadamente a temperatura de 400 °C, la roca posee el 70% de sus propiedades ferromagnéticas.

Esta característica de los minerales y las rocas que ellos forman, resaltan las anomalías negativas debido a que posiblemente flujos de calor, van a tener superficies de Curie relativamente altos y por lo tanto se van a destacar en sitios donde hay anomalías magnéticas negativas.

2.3 Flujo de calor al interior de la Tierra

La diferencia de temperatura tanto horizontal como vertical, tiende a equilibrarse tanto en un área reducida así como a nivel de toda la Tierra, mediante el fenómeno de transporte de calor. Los continuos movimientos de la placas tectónicas, influyen en la distribución y en el fenómeno de equilibrio de la temperatura de la Tierra, debido a los procesos magmáticos asociados (Buntebarth, 1994).

Existen dos mecanismos principales para la transferencia de calor: La conducción y la convección.

La distribución de temperaturas en la corteza continental y la litosfera es gobernada principalmente por la conducción de calor perdido en la superficie, calor que es generado internamente por el decaimiento de los isótopos radiactivos en las rocas y por el flujo de calor que asciende desde el manto subcontinental.

La pérdida de calor interno de la Tierra a través de la corteza oceánica y la litosfera esta controlada también en mayor parte por la conducción, aunque el transporte de calor por convección a través de aguas circulantes en las rocas basálticas de la corteza, es también importante, especialmente cerca de las dorsales oceánicas.

La convección juega un rol dominante en el transporte de calor desde el manto más profundo de la Tierra hacia la superficie y es la que controla su temperatura interior. (Turcotte, D. I., and Schubert, G., 1982).

Según Buntebarth, 1994), la variación de temperatura ΔT de dos isotermas, T_1 y T_2 , a una distancia ΔX se evalúa como:

$$\frac{\Delta T}{\Delta X} = \frac{T_2 - T_1}{\Delta X}, \text{ cuando } T_2 > T_1 \quad (2.4)$$

Al límite cuando ΔX tiende a 0, se conoce como Gradiente de T.

$$gradT = \lim_{\Delta X \rightarrow 0} \frac{f(x_1 + \Delta x, t) - f(x_1, t)}{\Delta X} \quad (2.5)$$

El gradiente de temperatura es una variable vectorial, perpendicular a la superficie de la isoterma y dirigido en el sentido en que aumenta la temperatura. Las dimensiones del gradiente térmico generalmente están dadas en [$^{\circ}\text{C}/\text{Km}$]

Según Nwankwo, L.I., et al, 2001, la relación básica de transferencia de calor por conductividad está dada por la Ley de Fourier. En el caso unidimensional, asumiendo que la dirección de la variación de la temperatura es vertical y el gradiente de temperatura (dT/dz) es constante, la ley de Fourier es:

$$q_z = -k \frac{dT}{dz}, \quad (2.6)$$

Donde, q_z es el flujo de calor y k es la conductividad térmica.

La Temperatura de Curie queda definida como:

$$\theta_c = \left(\frac{dT}{dz} \right) d, \quad (2.7)$$

Donde d es la profundidad del punto de Curie, que se obtiene del análisis espectral.

Siempre que no haya fuentes de calor o disipadores de calor entre la superficie terrestre y la profundidad del punto de Curie, la temperatura de la superficie es de 0°C y $\Delta T = dT/dz$ es constante.

De la ecuación 2.6 y 2.7, se tiene $d = k\theta_c / q$, lo que indica que la profundidad del punto de Curie es inversamente proporcional al flujo de calor.

2.4 Anomalías magnéticas

Una anomalía magnética es una perturbación al Campo Magnético Principal generada por fuentes localizadas en las capas superficiales de la Tierra (Manto, Litósfera.), en zonas por encima de la Temperatura de Curie.

Las anomalías magnéticas detectadas a través de estudios magnéticos en terreno se explican con variaciones en las propiedades físicas de las rocas como la susceptibilidad magnética o la imantación remanente de las rocas, que sólo existen a temperaturas por debajo de la temperatura de Curie.

Las rocas de zonas volcánicas, debido a su naturaleza, presentan características magnéticas particulares, desde el punto de vista de su respuesta magnética, ya que por su naturaleza, su magnetización remanente es muy elevada y muy variable a escala local. Adicionalmente, las estructuras volcánicas son muy heterogéneas y complejas, ya que se superponen materiales de diferentes episodios de actividad que se han presentado durante su historia. Estas características pueden representar ventajas, ya que sus anomalías pueden detectarse relativamente fácil, pero al mismo tiempo puede ser un inconveniente cuando los materiales más reciente o superficiales se superponen y ocultan las anomalías más profundas. En general, el estudio de las anomalías proporciona información acerca de la estructura profunda de la zona de estudio (Blanco 1997).

Las rocas en mayor o menor cantidad, están formadas por minerales magnéticos, que originan anomalías, debido a la heterogeneidad de la magnetización de las rocas. Esta magnetización puede ser remanente, debida a múltiples mecanismos a lo largo de la historia de la roca (NRM, Magnetización Remanente Natural) y una magnetización inducida (M_{IND}), o proporcional al Campo Magnético de la Tierra en la actualidad.

$$M_T = M_{NRM} + M_{IND} = M_{NRM} + \chi H = M_{NRM} + \frac{\chi}{\mu_0(1 + \chi)} B \quad (2.8)$$

Siendo χ la susceptibilidad magnética, μ_0 la constante magnética del vacío, H el Campo Magnético de la Tierra y B la inducción magnética de la Tierra. Estos parámetros dependen de la naturaleza, concentración y tamaño de grano de los minerales magnéticos en la roca y por tanto las anomalías magnéticas serían el reflejo de la variación de uno de esos parámetros. Adicionalmente las condiciones del entorno pueden alterar las propiedades magnéticas de las rocas como la oxidación por elevada temperatura y la oxidación por baja temperatura (Blanco 1997).

Para el cálculo de las anomalías magnéticas, una vez realizada la reducción de datos por las variaciones de campo externo, se sigue la siguiente ecuación (Udias ., Mezcuca J., 1997):

$$\Delta B = B - B_o \quad (2.9)$$

Donde B es la inducción del Campo Geomagnético observado en un punto, corregido por las variaciones del campo externo, y B_o la correspondiente al Campo Interno de la Tierra, el cual se calcula de acuerdo con el Modelo del Campo de Referencia Geomagnético Internacional (IGRF, por sus siglas en inglés).

Antes de la interpretación de la información es necesario hacer la reducción de datos, realizando correcciones que obedecen a fuentes externas. Las variaciones del Campo Magnético Terrestre con la altura o con la latitud no son importantes cuando se hacen medias sobre extensiones pequeñas. Respecto a la altura, la intensidad del Campo Terrestre sólo varía en 0.03 nT/m en los polos y la mitad de este valor en el Ecuador (Udias ., Mezcua J., 1997)

La anomalía magnética, depende del contraste de susceptibilidad, y de su forma es posible inferir las dimensiones y profundidad del cuerpo anómalo. La extensión horizontal de una anomalía se conoce como longitud de onda aparente y nos da una indicación de la profundidad del cuerpo que genera la anomalía. Las estructuras profundas, conocidas como anomalías regionales, generan variaciones en el campo observado en superficie de gran longitud de onda, y las estructuras más pequeñas y superficiales dan lugar a anomalías residuales, que se reconocen por sus bajas longitudes de onda.

Podemos considerar las anomalías observadas como la suma de las anomalías producidas por las distintas fuentes regionales y residuales, situadas a diferentes profundidades:

Anomalía Observada = Anomalía Regional + Anomalía Residual

En la literatura se presentan diferentes métodos empleados para en la separación de estas anomalías que pueden aplicarse tanto a perfiles realizados sobre la estructura de interés, como a mapas de distribución de anomalías en dos dimensiones. Éstos métodos varían desde técnicas gráficas de suavizado, ajustes polinómicos o prolongaciones analíticas hacia arriba, hasta el análisis espectral.

2.5 Campo de referencia Geomagnético internacional IGRF.

El Modelo IGRF (International Geomagnetic Reference Field), propuesto en 1968 por la IAGA (the International Association of Geomagnetism and Aeronomy), es una serie de modelos matemáticos del Campo Magnético de la Tierra y su variación secular (variaciones lentas del Campo Geomagnético con el tiempo), que se basan en modelar el campo principal, generado por el núcleo de la Tierra, mediante armónicos esféricos, hasta un cierto orden y sus derivadas respecto del tiempo, lo cual permite extrapolar para otros años, con un cierto grado de validez.

Tomando como referencia a UDias, A., Mezcua, J., 1997, el potencial total del Campo Geomagnético ϕ , corresponde a la suma de los campos internos ϕ_i y externos ϕ_e . En un punto $P(r, \theta, \lambda)$, sobre la superficie de la Tierra es válida la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 \phi = 0 \quad (2.10)$$

En coordenadas esféricas se tiene:

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \phi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \phi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \phi}{\partial \lambda^2} = 0 \quad (2.11)$$

Realizando la solución de esta ecuación y expresándola en forma de una suma de armónicos esféricos:

$$\phi_i = a \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} S_n(\phi, \lambda) \quad (2.12)$$

$$\phi_e = a \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r}{a} \right)^n S_n(\phi, \lambda) \quad (2.13)$$

Donde a es el radio de la Tierra y las funciones $S_n(\phi, \lambda)$, son los armónicos esféricos de la superficie, que vienen dados por:

$$S_n(\phi, \lambda) = \sum_{m=0}^{\infty} P_n^m(\cos \theta) [g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda] \quad (2.14)$$

Donde g_n^m y h_n^m son constantes y P_n^m , corresponden a las funciones de Legendre en la forma parcialmente normalizada de Schmidt.

El potencial del Campo Geomagnético interno puede expresarse en términos de armónicos esféricos así:

$$\phi = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m(\cos \theta) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) \quad (2.15)$$

Donde g_n^m y h_n^m , son llamados coeficientes de Gauss de grado n y orden m , y se obtienen a partir del análisis de medidas del Campo Geomagnético.

Registros continuos de observaciones de Campo Geomagnético distribuidos alrededor de la Tierra, permiten obtener óptimos valores de coeficientes de Gauss. En principio, un infinito número de coeficientes de Gauss son necesarios para definir completamente el campo, sin embargo después del orden 8, estos coeficientes se truncan debido a que es mínimo el aporte; sin embargo, en el modelo IGRF, estos coeficientes se obtienen hasta $n=10$.

Cada cinco años, se genera un IGRF, que comprende varios modelos, el cual se considera provisional. Una vez el modelo se considera definitivo, da lugar al DGRF (Definitive Geomagnetic Reference Field).

La décima generación del modelo IGRF10, el cual se usó para la campaña de Galeras, está expresado por una serie de coeficientes, que son definitivos para el periodo 1945-2000, preliminares para 2005 y extrapolados hasta el año 2010.

2.6 Profundidad de la isoterma de Curie

Los minerales magnéticos se ven afectados con el incremento de la temperatura, a mayor temperatura su capacidad de magnetizarse disminuye hasta llegar a cero cuando alcanzan una temperatura crítica, en el punto denominado como de Curie, por encima del cual la magnetización cae bruscamente.

La temperatura de Curie de la magnetita pura es de 580°C, la de la pirrotina es de 320°C, mientras que la del hematites pura es de 675°C. Si se considera un gradiente geotérmico medio de 30°C/Km en la corteza, a una profundidad media de 25 km, la mayoría de los minerales magnéticos estarán por encima de su temperatura de Curie, por lo que habitualmente se utiliza esta profundidad para definir el límite inferior de las fuentes magnéticas. Por debajo de esta profundidad no se produce contraste de magnetización y, por lo tanto, las fuentes situadas a una profundidad superior no producen anomalías.

La mayoría de las estimaciones de la profundidad de la isoterma de Curie y, por lo tanto, del límite inferior de las fuentes magnéticas, se basan en el análisis espectral de datos magnéticos y en el análisis de los datos de flujo de calor y flujo térmico en la zona (Campos-Enríquez, *et al.*, 1989; Tselentis, 1991; Tanaka, *et al.*, 1999).

En Tselentis, 1991, se propone que si no se dispone de estudios de la temperatura de Curie de las rocas, estas temperaturas pueden ser estimadas. Usando las profundidades de Curie y calculando el gradiente termal y el flujo de calor, concluye que la temperatura de Curie esta alrededor de 550°C.

2.7 Análisis espectral

La transformación de los datos de anomalías del dominio del espacio al dominio del número de onda por medio del análisis de Fourier constituye una herramienta útil para encontrar las relaciones que existen entre las anomalías magnéticas de Campo Total y las fuentes que la generan, permitiendo relacionar las longitudes de onda dominantes con el tamaño y forma de la fuente, la profundidad de la temperatura de Curie (Blakely, 1988; Tanaka *et al.*, 1999).

Por otra parte, es posible en el dominio del número de onda aplicar diferentes transformaciones, tales como: prolongaciones ascendentes, reducción al polo o al ecuador (Bhattacharyya, 1965), así como la aplicación de filtros, para resaltar condiciones especiales de las anomalías.

La operación de filtrado de datos se realiza en el dominio del número de onda y consiste en la eliminación de ruido o de separación de diferentes componentes de señal. Estas técnicas se pueden realizar en una o dos dimensiones mediante la aplicación de análisis de Fourier. Este análisis permite descomponer una función compleja en sus componentes seno y coseno simples, de manera que la suma de todas las componentes,

definida por su amplitud, su fase y su longitud de onda, da como resultado la función original.

Los elementos fundamentales del análisis de Fourier, consisten en las series de Fourier, que permiten la representación como una suma infinita ponderada de términos en senos y cosenos y la transformada de Fourier, que representa las funciones no periódicas (Bath, M. 1974.)

Para un fenómeno físico, el cual fluctúa en el espacio o en el tiempo, la tasa de esa fluctuación, que puede ser la frecuencia o el número de onda, se convierte en un parámetro significativo en la definición de la función. La frecuencia o el número de onda, es más útil utilizarla como la variable independiente que el tiempo, o el espacio. La transformación de un registro dado en el dominio de la frecuencia o el número de onda, no significa que se le ha adicionado algo nuevo a la función, únicamente indica una reordenación de los datos dados en un orden diferente, dispuestos de acuerdo a la frecuencia con la secuencia en el tiempo. La ventaja de trabajar en el dominio de la frecuencia o el número de onda, es que se pueden realizar muchas operaciones matemáticas con mayor facilidad que en el dominio del tiempo o espacio. La transformada de una serie de datos en el dominio de la frecuencia o al número de onda se conoce como el espectro, y brinda la información global de la señal en el tiempo localizada en frecuencia (Bath, M. 1974).

Las técnicas bidimensionales (2-D) para el análisis espectral de las anomalías magnéticas fueron descritos por Bhattacharyya (1966), Spector y Grant (1970) y Shuey et al. (1977). Bhattacharyya (1966) definió la expresión para el espectro de potencia de Intensidad de Campo Magnético Total, sobre un único bloque rectangular; mas adelante, Spector y Grant (1970), generalizaron la expresión asumiendo que las anomalías en un mapa magnético, se deben a un conjunto de prismas verticales, cuyas dimensiones (profundidad, ancho y espesor) de un conjunto de fuentes magnéticas podría, afectar a la forma del espectro de energía

Bhattacharyya, 1966, describe las formulas del análisis espectral de la anomalía magnética generada por un cuerpo prismático rectangular con una magnetización arbitraria, partiendo que el espectro es la representación de la anomalía en el dominio de la frecuencia. En la expresión para el espectro los efectos individuales de la dimensiones horizontal y vertical del cuerpo aparecen como factores independientes, por lo que deduce que tanto los picos y el ancho de la amplitud del espectro están relacionados con el tope superior e inferior del cuerpo magnetizado.

Una función periódica $f(x)$, x variable independiente, tiene la siguiente expresión para los coeficientes de Fourier y la Serie de Fourier:

$$f(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos n\omega x + b_n \text{senn}\omega x) \quad (2.16)$$

Donde ω , es la frecuencia angular fundamental : $\omega = \frac{2\pi}{X}$, X , es la longitud total de x , sobre la cual $f(x)$ ha sido medida

$$a_n = \frac{2}{X} \int_{-x/2}^{x/2} f(x) \cos n\omega x dx \quad (2.17)$$

$$b_n = \frac{2}{X} \int_{-x/2}^{x/2} f(x) \sin n\omega x dx \quad (2.18)$$

Los coeficientes a_n y b_n son llamados coeficientes de Fourier y su cálculo se denomina análisis de Fourier o análisis armónico.

La transformada de Fourier y la transformada inversa de Fourier, de una señal se define, respectivamente como:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) e^{-i\omega x} dx \quad (2.19)$$

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega x} d\omega \quad (2.20)$$

Extendiendo la teoría de la transformada de Fourier a dos dimensiones las ecuaciones 2.19 y 2.20, se escriben

$$G(u, v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(x, y) e^{-i(ux+vy)} dx dy \quad (2.21)$$

$$g(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} G(u, v) e^{-i(ux+vy)} du dv \quad (2.22)$$

Donde u y v , son las frecuencias angulares en las direcciones x y y , respectivamente.

Al dividir $G(u, v)$, es su parte real e imaginaria se tiene

$$G(u, v) = P(u, v) + iQ(u, v) \quad (2.23)$$

El espectro de amplitud de $G(u, v)$, es:

$$A(u, v) = |G(u, v)| = [P^2 + Q^2]^{1/2} \quad (2.24)$$

La densidad o fase del espectro, es:

$$\Theta(u, v) = \arctan(Q/P) \quad (2.25)$$

Y el espectro de energía está dado por la expresión:

$$E(u, v) = |G(u, v)|^2 = (P^2 + Q^2) \quad (2.26)$$

Bhattacharryya, 1966, obtiene además, en su artículo las expresiones para P , Q , A , Θ y E , del Campo Magnético Total para un cuerpo en forma de prisma, ubicado a una profundidad h_t (tope superior) hasta una altura h_b (tope de la base), con dimensiones horizontales a y b , y volumen de $d\alpha d\beta d\gamma$. La superficie horizontal se considera plana y la vertical tiene una extensión infinita (Figura 2.2.)

El vector de polarización esta dado por el ángulo θ , con dirección del Campo de la Tierra T_o , el cual está definido por los cosenos direccionales, l , m y n . El vector de polarización está caracterizado por los cosenos direccionales L, M, N . El campo producido por el volumen del prisma está dado por:

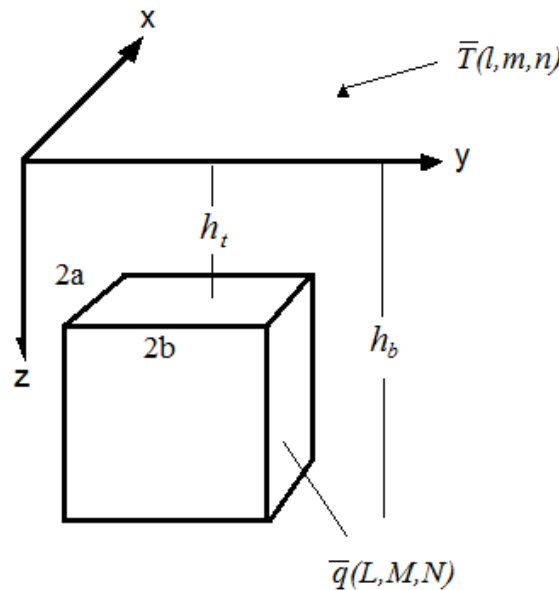
$$dF = I_p \frac{\partial^2}{\partial s \partial t} \left(\frac{1}{r} \right) d\alpha d\beta d\gamma \quad (2.27)$$

Donde I_p es el vector de polarización, ∂s un elemento de la longitud en la dirección del vector de polarización y ∂t un elemento en la dirección del Campo Total de la Tierra.

Para un punto de observación x , y y z , $r^2 = (\alpha - x)^2 + (\beta - y)^2 + (\gamma - z)^2$, el potencial magnético viene dado por:

$$V_m = I_p \int_{h_t}^{\infty} \int_{-a}^a \int_{-b}^b \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{1}{r} \right) d\alpha d\beta d\gamma \quad (2.28)$$

Figura 2-2. Volumen elemental de un prisma y el sistema de coordenadas. (Modificado de Bhattacharryya, 1966).



La transformada de Fourier del potencial magnético, se calcula mediante la siguiente expresión:

$$\frac{V_m(x, y)}{I_p} \equiv \bar{V} = 2\pi \bar{I}_p [Liu + Miv + N(u^2 + v^2)^{1/2}] \quad (2.29)$$

Y el espectro en dos dimensiones de la anomalía de Campo Total producida por un cuerpo prismático extendido infinitamente, se calcula así:

$$\frac{\bar{T}(u, v)}{I_p} = 2\pi \left[-LU^2 - mMv^2 + nN(u^2 + v^2) - \alpha_{12}uv + i\alpha_{13}u\sqrt{u^2 + v^2} + i\alpha_{23}v\sqrt{u^2 + v^2} \right] I \quad (2.30)$$

Donde:

$$\alpha_{12} = Lm + Ml, \alpha_{13} = Ln + Nl, \alpha_{23} = Mm + Nm$$

$$\bar{I} = \frac{4}{uv} \text{sen}(ub) \text{sen} \left(va \frac{e^{-h(u^2+v^2)^{1/2}}}{u^2 + v^2} \right) \quad (2.31)$$

El término $\beta(u, v)$, es el factor geométrico que depende de las dimensiones horizontales del cuerpo.

$$\beta(u, v) = \frac{4}{uv} \text{sen}(ub) \text{sen}(va) \quad (2.32)$$

El término $D(u, v)$, es un factor adimensional que depende de la latitud geomagnética del lugar y la orientación del vector de polarización.

$$D(u, v) = \left[-LU^2 - mMv^2 + nN(u^2 + v^2) - \alpha_{12}uv + i\alpha_{13}u\sqrt{u^2 + v^2} + i\alpha_{23}v\sqrt{u^2 + v^2} \right] \frac{1}{(u^2 + v^2)} \quad (2.33)$$

Si u o v , es cero, este término es una constante

$$\frac{\bar{T}(u, v)}{I_p} = 2\pi D(u, v) \cdot B(u, v) \cdot H(u, v) \quad (2.34)$$

Donde el término $H(u, v) = e^{-h(u^2+v^2)^{1/2}}$, depende solamente del tope superior del prisma.

Considerando que el prisma tiene una extensión en profundidad finita, con h_t y h_b , como la profundidad del tope y la base del cuerpo magnetizado, respectivamente, el espectro se calcula con la expresión:

$$\frac{\bar{T}_f(u, v)}{I_p} = 2\pi B(u, v) D(u, v) \left[e^{-h_t(u^2+v^2)^{1/2}} - e^{-h_b(u^2+v^2)^{1/2}} \right] \quad (2.35)$$

En la anterior expresión el factor de la frecuencia que depende de h_t y h_b , está dado por:

$$H_n(u, v) = \left[e^{-h_t k} - e^{-h_b k} \right], \text{ donde } k^2 = u^2 + v^2$$

El valor de k para el cual $H_n(u, v)$ es máximo está dato por:

$$k = \frac{\log(h_b / h_t)}{(h_b / h_t)} \quad (2.36)$$

Spector and Grant 1970, usando el postulado fundamental de la mecánica estadística, desarrolló la base matemática para la aplicación directa al espectro de potencia para la interpretación de datos aeromagnéticos, utilizando un conjunto de paralelepípedos con características diferentes tanto en profundidad, ancho, espesor, y magnetización. En la forma del espectro de potencia, evalúa la influencia de tamaño horizontal, la profundidad, el espesor, y el grado de profundidad de los boques.

El autor parte de la hipótesis, que para el análisis de los datos aeromagnéticos, la Tierra está formada por un conjunto independiente de paralelepípedos rectangulares verticales y cada conjunto está caracterizado por una distribución de frecuencias conjuntas para la profundidad h_t (tope superior de la fuente), el ancho a , la longitud b , la profundidad h_b (tope inferior) y las direcciones de los cosenos de magnetización L, M, N .

Teniendo en cuenta la hipótesis, los datos de intensidad de Campo Geomagnético sobre un área después de remover el componente principal del Campo Geomagnético, se asume que consisten en la superposición de un gran número de anomalías individuales, que son causadas por varios conjuntos de bloques con distintas dimensiones y magnetizaciones, y el autor propone separar el efecto magnético de cada conjunto. De esta manera, el modelo contempla varias formas de la fuente, teniendo en cuenta que considera tanto el ancho como el espesor de la misma, representado formas geológicas, tales como diques, chimeneas, silos, rocas.

Partiendo del espectro de potencia, dado por el cuadrado de la amplitud de espectro de Fourier de un la anomalía de Campo Geomagnético total, generada por un simple bloque rectangular, dada por Battacharryya, 1965 (expresión 2.26), y dado en coordenadas polares en el dominio del número de onda, en un plano de frecuencia u, v así:

$$k = (u^2 + v^2)^{1/2} \quad y \quad \theta = \tan^{-1} u/v, \quad (2.37)$$

$$E(k, \theta) = |F(\Delta T)|^2 = 4\pi^2 q^2 e^{-2h_t k} (1 - e^{-h_b k})^2 S^2(k, \theta) R_T^2(\theta) R_q^2(\theta)$$

Donde $q/4ab$ es el momento magnético/unidad de volumen del cuerpo (q es el momento magnético/ unidad de profundidad),

$$S(k, \theta) = \frac{\sin(ak \cos \theta)}{ak \cos \theta} \frac{\sin(bk \cos \theta)}{bk \cos \theta}, \quad (2.38)$$

$$R_T^2(\theta) = [n^2 + (l \cos \theta + m \sin \theta)^2], \quad (2.39)$$

$$R_q^2(\theta) = [N^2 + (L \cos \theta + M \sin \theta)^2], \quad (2.40)$$

l, m y n , son los cósenos directores del Campo Geomagnético total T_o y L, M y N son los cósenos directores del momento magnético.

El autor propone que a partir de la ecuación 2.36, se establezca una ecuación que pueda ser aplicada directamente al espectro de potencia de datos magnéticos. El postulado fundamental de la mecánica estadística, afirma que el valor esperado de la probabilidad matemática del valor de la función de densidad de potencia es igual al promedio del conjunto de bloques $\langle E \rangle$:

$$\langle E \rangle = \int \dots \int E \phi(a, b, l, h, I, D, q) dV \quad (2.41)$$

Donde ϕ es la distribución de frecuencia para los parámetros $a, b...$ etc. I y D son respectivamente la inclinación y declinación del vector momento magnético q .

Se asume que los parámetros varían independientemente uno del otro, por lo que se puede escribir $\phi(a, b, \dots) = \phi(a) \phi(b) \dots$, siendo estas ϕ 's distribuciones de frecuencias previas, en el sentido que no se pueden deducir de las observaciones. De acuerdo a esto se asume que cada ϕ es rectangular. Se asume que el ancho, a , está uniformemente distribuido en $(0, 2\bar{a})$, h en $\bar{h} + \Delta h$, I en $\bar{I} + \Delta I$ y D en $\bar{D} + \Delta D$. La ecuación (2.40), se describe así:

$$\langle E(k, \theta) \rangle = \frac{1}{V} \int \dots \int E \cdot (k, \phi) da db dl dh dI dD dq \quad (2.42)$$

Por otra parte si se asume, que para un moderado número de cuerpos, el promedio de los valores de I y D no difieren del Campo Geomagnético (es decir menor de 20°) se puede decir que $R_q^2 = R_T^2$ (2.38, 2.39), se puede obtener la expresión para calcular el espectro de potencia para un conjunto de bloques, así:

h_i y h_b ,

$$\langle \tilde{E}(k, \theta) \rangle = \frac{\langle E(k, \theta) \rangle}{R_T^4(\theta)} = 4\pi^2 \bar{q}^{-2} \langle e^{-2h_i k} \rangle \langle (1 - e^{-h_b k})^2 \rangle \langle S^2(k, \theta) \rangle \quad (2.43)$$

Esta formula se conoce como la reducción magnética al polo norte y describe el espectro cuando todos los cuerpos están magnetizados en dirección al polo norte magnético.

Al realizar el promedio a la expresión anterior, con respecto a θ , se tiene:

$$\langle E \rangle = 4\pi^2 q^2 \langle e^{-2h_i k} \rangle \langle (1 - e^{-h_b k})^2 \rangle \langle S^2(k) \rangle \quad (2.44)$$

Donde: $\langle S^2(k) \rangle = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi \langle S^2(k, \theta) \rangle d\theta$

Los parámetros $\bar{k}, \bar{h}_i, \bar{h}_b, \bar{a}$ se factorizan, por lo que al aplicar el logaritmo en la expresión (2.42) su influencia simplemente se adiciona.

El promedio del límite superior de los bloques, \bar{h} , está únicamente en el término $\langle e^{-2h_i k} \rangle = e^{-2h_i k} \sinh(2k\Delta h) / 4k\Delta h$, Normalmente Δh se limita a un valor no mayor a $0.5\bar{h}$. Para valores de k que son $< 1/\bar{h}$, entonces, $\langle e^{-2\bar{h}_i k} \rangle = e^{-2\bar{h}_i k}$ y el logaritmo de este factor se aproxima a una línea recta, con pendiente $m = -2\bar{h}_i$. El término $e^{-2\bar{h}_i k}$ es el valor dominante en el espectro de potencia.

Los gráficos espectrales son funciones de disminución de k , cuya razón de decaimiento esta mayormente determinada por el promedio de profundidad de los cuerpos.

Así, el tope superior puede se obtenido de:

$$h_i \cong \frac{m}{2} \quad (2.45)$$

El efecto del límite inferior h_b , de las de las fuentes se establece por el factor:

$$\langle C^2(k) \rangle = \langle (1 - e^{-h_b k})^2 \rangle = 1 - (3 - e^{-2\bar{h}_b k}) (1 - e^{-2\bar{h}_b k}) / 4\bar{h}_b k.$$

El parámetro \bar{h}_b juega un papel muy importante en la forma del espectro, cuando se combina con el factor de profundidad $e^{-\bar{h}_i k}$, para valores no mayores que k , el efecto de $\langle C^2(k) \rangle$ es el de introducir un pico en el espectro de potencia cuya posición cambia hacia números de onda más pequeños con el incremento de los valores de \bar{h}_b . Si la mayoría de los cuerpos en el área se extienden a tales profundidades que sus topes inferiores (Bases) no pueden ser discernidas claramente a través del gráfico, \bar{h}_b se vuelve muy grande y el pico del espectro no se observa.

Es importante tener en cuenta que la máxima profundidad \bar{h}_b que se puede obtener por el espectro depende de la longitud del perfil L en la forma:

$$\bar{h}_b = \frac{2\pi}{L} \quad (2.46)$$

En consecuencia, si la profundidad del tope inferior supera este valor el espectro no presenta este pico máximo. (Boler F.M., 1978)

Por otro lado, si la longitud del perfil es tal que permite discernir el tope superior más profundo de la corteza litológica magnética, el espectro de potencia presenta un pico máximo para los primeros armónicos al igual que para fuentes individuales, y el armónico k para el cual este se presenta, esta inversamente relacionado con la profundidad del tope inferior en la forma expresada en la relación dada por Boler (1978).

$$h_t = \frac{1}{k} \quad (2.47)$$

El promedio de tamaño en los cuerpos está en el factor:

$$\langle S^2(k) \rangle = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi \langle S^2(k, \theta) \rangle d\theta,$$

y tiene el efecto de reducir el espectro hacia los mayores números de onda, es decir donde se presenta mayor velocidad de decaimiento.

La teoría anterior, está desarrollada basándose en que el espectro de potencia del mapa indica únicamente la presencia de un simple conjunto de bloques. Cuando aparecen dos conjuntos de fuentes en el espectro, estos pueden ser reconocidos fácilmente, por el marcado cambio en el decaimiento del espectro.

Para un conjunto doble se requiere integrar sobre dos regiones $\langle E \rangle = \langle E \rangle_I + \langle E \rangle_{II}$ en donde la región I está caracterizada por los parámetros \bar{Q}, H_t, H_b y A y la región II por $\bar{q}, \bar{h}_t, \bar{h}_b$ y a . Se asume que los dos conjuntos tienen sus direcciones de magnetización a lo largo del vector Geomagnético. Reduciendo el espectro de potencia al polo norte magnético se tiene:

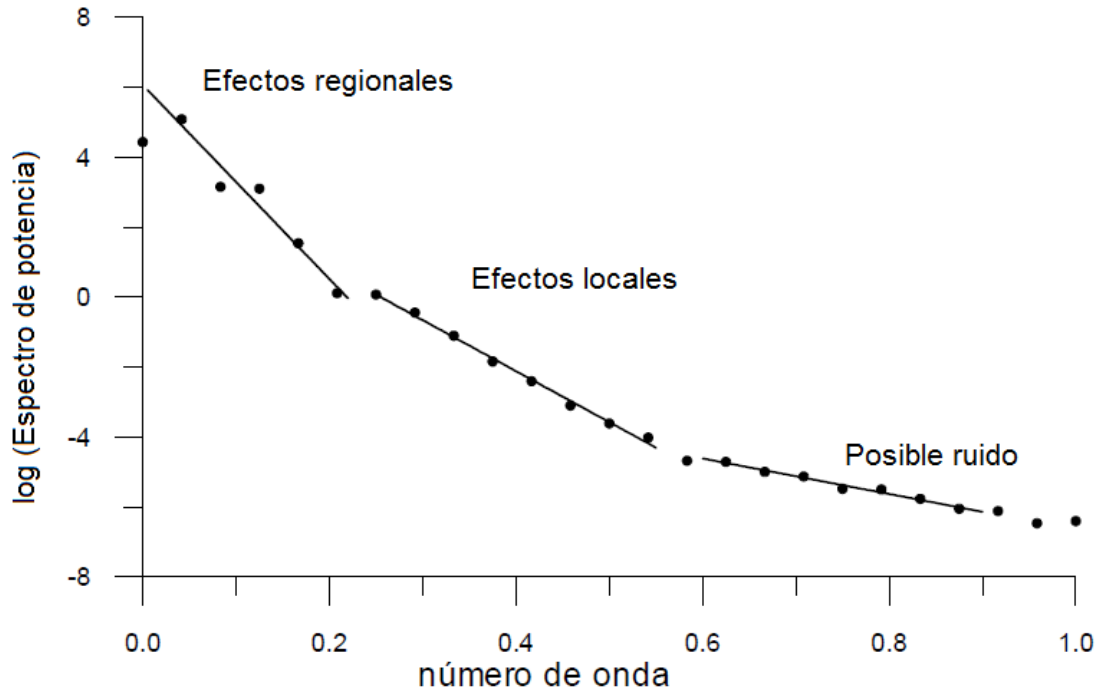
$$\langle \tilde{E}(k) \rangle = 4\pi^2 Q^2 e^{-2H_t k} \langle S^2(k, A) \rangle + 4\pi^2 \bar{q}^2 \langle C^2(k, \bar{h}_b) \rangle e^{-2\bar{h}_t k} \langle S^2(k, a) \rangle \quad (2.48)$$

La interpretación del espectro permite observar tres partes fundamentales del mismo, la primera parte le corresponden las de mayor longitud de onda, que representan las contribuciones de las fuentes más profundas; una intermedia, menor longitud de onda, que responden a fuentes más someras y finalmente las mas bajas longitudes de ondas, están asociadas con un posible ruido, que obedece a las mediciones en campo. (Figura 2.3.). El gradiente del segmento lineal (la pendiente de la tangente en cada sector, profundo, intermedio y somero), se evalúa independientemente en la ecuación (2.48.) para calcular la profundidad de los cuerpos que causan las anomalías:

$$h = -\frac{m}{4\pi} \quad (2.49)$$

Donde h : es la profundidad estimada del cuerpo; m : es el gradiente (pendiente del espectro de frecuencia).

Figura 2-3. Logaritmo del espectro de potencia de un doble conjunto de datos magnetométricos.



Para realizar el análisis de un mapa de manera similar a la de un perfil, se necesita una transformación que permita obtener datos bidimensionales en forma unidimensional para poder estimar la profundidad de las fuentes regionales o residuales, este método se conoce como espectro de potencia radial.

Este método, propuesto por Tanaka A., et al 1999, plantea un método similar de Spector and Grand, 1970, en donde la corteza se asimila a una placa horizontal de extensión lateral infinita, el tope superior y el centroide de la fuente magnética, h_t y h_o , respectivamente, se calculan desde el espectro de potencia de la anomalía magnética y son usados para estimar la profundidad de la fuente magnética h_b . Los valores de h_t y h_o pueden ser estimados por un ajuste lineal en la parte donde están los altos números de onda y bajos números de onda de las partes de los respectivos logaritmos del promedio del espectro radial así:

$$\ln[E(k)^{1/2}] = \ln A - |k|h_t \quad (2.50)$$

$$\ln\left\{\frac{[E(k)^{1/2}]}{|k|}\right\} = \ln B - |k|h_c \quad (2.51)$$

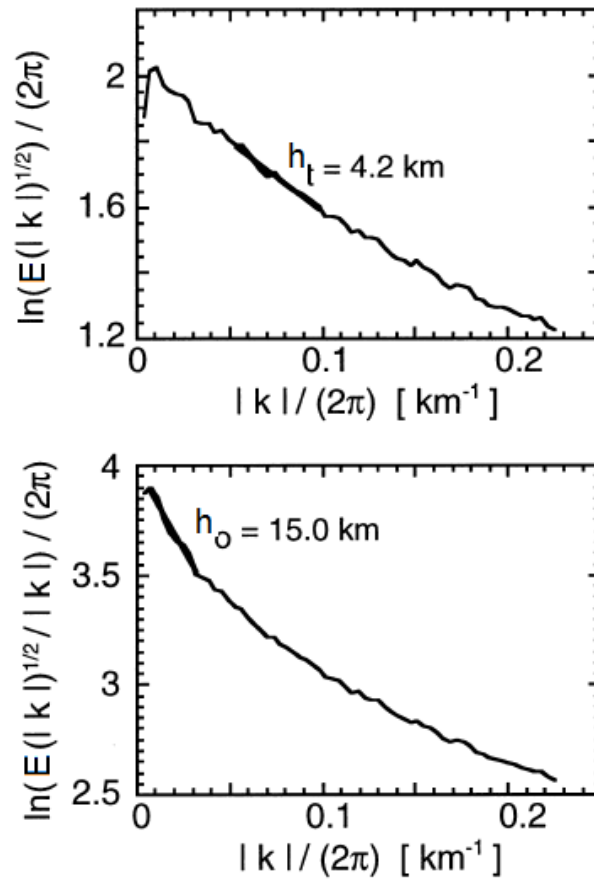
Donde, $[E]$ es la densidad del espectro de potencia de las anomalías magnéticas, k es el número de onda; A y B son constantes relacionadas con las masas magnéticas, (Figura 2.4).

La profundidad de la fuente magnética es:

$$h_b = 2h_o - h_t \quad (2.52)$$

La profundidad de la fuente magnética h_b , se asume como la profundidad del punto de Curie, que refleja el valor promedio del área de estudio.

Figura 2-4. Ejemplo de un espectro de potencia, para estimar la profundidad del punto de Curie, usando los dos de anomalía magnética en dos dimensiones. (Modificado de Tanaka A., et al 1999).



3. Capítulo 3. Levantamiento magnetométrico

El levantamiento de la información se realizó con personal y equipo del INGEOMINAS (Hoy Servicio Geológico Colombiano), mediante tres campañas: la primera entre junio y julio de 2008, la segunda entre noviembre y diciembre 2008 y la última entre febrero y abril de 2009. La toma de datos fue necesaria dividirla en estos periodos de tiempo debido a la actividad propia del volcán, que impidió por varios periodos el ascenso a la parte alta del volcán. Los puntos fueron seleccionados preferencialmente en perfiles radiales al volcán, con distancia entre ellos de aproximadamente cada 500 metros en línea recta. Cada estación contó con información en magnetometría, gravimetría y GPS. En el presente trabajo se dejará a un lado los datos gravimétricos que son objeto de otra investigación.

3.1 Equipos y software utilizados

3.1.1 Sistema de posicionamiento global (GPS) marca TOPCON

Los datos de coordenadas fueron obtenidos con dos GPS de doble frecuencia, marca Topcon, modelo GB-1000, (Figura 3-1) y antenas PG-A1.

Con el propósito de avanzar diariamente y la vez de cubrir un área representativa del volcán, la obtención de las coordenadas de cada punto se hicieron mediante el método diferencial (conocido también con estático rápido), el cual consiste en dejar un equipo en la base (con coordenadas conocidas) y el segundo se va desplazando por periodos de tiempo hacia los puntos a determinar. Con esta metodología y dependiendo del tiempo de exposición y el número de satélites disponibles, se puede alcanzar una precisión en la vertical de $5 \text{ mm} \pm 0.5\text{ppm} \cdot \text{longitud de medida}$ y en la horizontal de $3 \text{ mm} \pm 0.5\text{ppm} \cdot \text{longitud de medida}$.

Todas las mediciones se realizaron en el sistema de referencia WGS-84 (por sus siglas en inglés de World Geodetic System 84, que significa Sistema Geodésico Mundial 1984.

Figura 3-1. GPS de doble frecuencia, marca Topcon, modelo GB-1000 y antenas PG-A1. A la derecha se indican las especificaciones del equipo, suministradas por el fabricante.



Especificaciones															
Especificaciones de Rastreo															
Canales de Rastreo, estándar	40 L1 GPS (20 GPS L1 + L2 en días cenicienta)														
Canales de rastreo, opcional	20 GPS L1 + L2, GLONASS														
Señales rastreadas, estándar	20 L1/L2, C/A, P-Code, Portadora de Ciclo														
Modos de Medición															
	Completo														
	Estático/Estático Rápido, RTK Cinemático (Modo continuo y modo Stop and Go)														
Especificaciones de Desempeño															
Estático, Estático Rápido	H: 3mm + 0.5ppm (x tamaño de línea base) V: 5mm + 0.5ppm (x tamaño de línea base)														
RTK	H: 10mm + 1ppm V: 15mm + 1ppm														
Especificaciones Físicas															
Dimensiones	150 x 257 x 63 (mm)														
Tamaño	1.0 kg (sin baterías)														
Peso	2.0 kg (con 2 baterías internas)														
Antena	Externa														
Gancho de Trípode	Estándar														
Modem	Externo Opcional														
Especificaciones de Energía															
Fuente de Energía	Batería Extraíble Li-Ion														
	Externa Opcional														
Tiempo de Operación	7 horas (2x Baterías Internas)														
Cargador de Baterías	Integrado y Externo														
Especificaciones Ambientales															
Temperatura de Operación	-20°C ~ +55°C / -30°F ~ +60°F														
Impermeabilidad	IP66														
Humedad	95%														
I/O – Especificaciones del Panel															
Puertos	<table border="0"> <tr> <td>GB-1000</td> <td>GB-500</td> </tr> <tr> <td>3 puertos seriales</td> <td>3 puertos seriales</td> </tr> <tr> <td>1 USB</td> <td>1 USB</td> </tr> <tr> <td>1 Ethernet (10BASE-T)</td> <td>1 Energía Externa</td> </tr> <tr> <td>1 Antena</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Max 460,800</td> <td>Max 460,800</td> </tr> <tr> <td>1-PPS, 1-Evento</td> <td>1-PPS, 1-Evento</td> </tr> </table>	GB-1000	GB-500	3 puertos seriales	3 puertos seriales	1 USB	1 USB	1 Ethernet (10BASE-T)	1 Energía Externa	1 Antena		Max 460,800	Max 460,800	1-PPS, 1-Evento	1-PPS, 1-Evento
GB-1000	GB-500														
3 puertos seriales	3 puertos seriales														
1 USB	1 USB														
1 Ethernet (10BASE-T)	1 Energía Externa														
1 Antena															
Max 460,800	Max 460,800														
1-PPS, 1-Evento	1-PPS, 1-Evento														
Velocidad Serial															
Puertos/señales opcionales I/O															
Panel de Control															
Interfaz de Usuario	GB-1000														
Botones	160x64 puntos LCD														
	9 botones														
Memoria y Almacenamiento															
Memoria de Datos Crudos	Memoria Interna														
Memoria Adicional	Ranura para Tarjeta CompactFlash – Tipo 2														
Intervalo de Captura	Hasta 20 veces por segundo (20Hz)														

3.1.2 Magnetómetro SCINTREX

El levantamiento de la información de magnetometría se realizó utilizando magnetómetros portables de precesión de protones, marca SCINTREX, modelo MP3 y ENVI-MAG (Figura 3-2). Este tipo de magnetómetro mide el Campo Geomagnético Total, con una resolución de 0.1 gammas. Da una exactitud total del campo absoluto de $\pm 1\text{nT}$ en el modo del NT “Walkmag” cada 0.5 segundos.

El magnetómetro de protones se fundamenta en el momento magnético intrínseco de las partículas elementales, que bajo la acción de un Campo Geomagnético externo hace que estas se orienten en una dirección. El elemento sensible es un fluido rico en protones, que se encuentran alineados de acuerdo al Campo Geomagnético de su entorno. El encendido del equipo hace que circule un pulso de corriente eléctrica que genera un campo Geomagnético polarizador que una vez cesa hace que los protones tiendan mediante precesión a orientarse en la dirección del campo externo, que incluye el Campo Geomagnético. La frecuencia de precesión es medida en laboratorios especializados, y ésta resulta ser proporcional a la intensidad del campo (UDías, A., Mezcuca, J., 1997)

Figura 3-2. Magnetómetro SCINTREX. Izquierda MP3, derecha ENVI. En la parte inferior se indican las especificaciones del equipo, suministradas por el fabricante.



Total field range:	20,000 to 100,000 nT
Total field absolute accuracy:	+/- 1 nT
Sensitivity:	0.1 nT at 2 second reading time, reduced at other reading times.
Sensor spacing: (Gradiometer)	0.5 metre
Tuning:	Fully solid state. Manual or automatic; keyboard selectable.
Reading period:	0.5 sec 1 sec 2 sec
Cycle time: (Base Station)	Internal: The minimum is determined by the reading period, max. 9999 s, in 1s intervals. External: Any, as long as it exceeds the reading period and is initiated by a command at the RS-232 interface.
Cycle delay:	The minimum is determined by the reading (WALKMAG) period; max. 8 s, in 1 ms intervals.
Display:	8 lines by 40 characters, 64 x 240 dots. Super-twist LCDisplay, with heater.

3.1.3 Descripción del levantamiento

Para contar con una buena cantidad de datos que permita cubrir un área representativa del volcán, se definieron en oficina varios perfiles aprovechando en su mayoría las vías o los caminos existentes. Sin embargo una vez realizadas las campañas y para completar la información, se vio la necesidad de recorrer varias zonas, utilizando senderos, por donde no existían caminos definidos.

Para optimizar el tiempo y medir el mayor número de puntos diarios, se definieron 9 bases distribuidas de manera estratégica alrededor del volcán (Figura 3-3); estas bases se ubicaron en zonas de fácil acceso, alejadas de ruido producido por cercas eléctricas o tendidos de energía; antes de iniciar la toma de los datos se realizaron en cada una, pruebas para garantizar la estabilidad de los datos en el lugar escogido.

Para el amarre inicial de las coordenadas se partió del punto conocido como PAST, localizada en el municipio de Pasto y que hizo parte de las estaciones geodésicas del proyecto CASA (Central And South America GPS Project) y ahora del La Red Nacional de Estaciones Geodésicas Satelitales GPS GEORED. Las coordenadas del punto están dadas en el sistema WGS-84 (Elipsoide Geodésico Mundial).

Para iniciar con el amarre de coordenadas, en el punto PAST ($1^{\circ}12'57,64000\text{N}$, $77^{\circ}15'39,68000\text{W}$ y altura 2742 msnm), se colocó el primer GPS y el segundo se instaló en la primera base, con un tiempo de exposición cercano a las dos horas. Una vez transcurrido este tiempo, el primer GPS se movió a la segunda base y se dejó recolectando información por un periodo similar al anterior. Esta metodología continuó hasta obtener las coordenadas de las bases restantes (Tabla 3-1).

Para la adquisición de datos y conocidas las coordenadas de las bases, se definió un plan de trabajo, que consistió primero en tomar datos, utilizando las vías vehiculares existentes, luego se ocuparon los puntos de los perfiles ubicados en caminos peatonales y por último, se tomaron datos en zonas externas a la estructura del volcán.

Tanto para obtener coordenadas de los puntos y el dato de Campo Geomagnético Total para cada estación, al iniciar cada jornada y en la base más cercana a cada perfil, se instaló un GPS base, con un muestreo de un dato cada 5 segundos y un magnetómetro base, sincronizado con un dato cada 20 segundos.

Cada punto que conformaba un perfil, fue ocupado con un segundo GPS, por un periodo de tiempo que varió entre 15 minutos y 1 h, lo cual dependió del número de satélites y la distancia entre la base y el punto. Para magnetometría, una vez sincronizado el segundo magnetómetro con la base, el registro de datos se realizó a intervalos de 20 segundos, hasta completar tres medidas con una diferencia entre ellas menor de 1 nT.

Al finalizar la jornada los equipos de la base se retiraron y en oficina se validó la información obtenida, comprobando que el error en coordenadas fuera el permitido, así como también, que los datos de los magnetómetros base y móvil fueran los adecuados.

Al finalizar la campaña, se contabilizaron 286 puntos, distribuidos en 16 perfiles internos y radiales al volcán, un perfil que bordeó la carretera circunvalar al volcán, un perfil que bordeó el Camino Real y 7 perfiles externos al volcán. (Figura 3-4).

Al finalizar la campaña, los datos obtenidos permitieron una buena cobertura de información que facilitó la interpretación de la misma para la construcción de modelos.

Tanto la información obtenida en campo para cada punto y luego procesada, se presenta en el anexo 1

Figura 3-3. Ubicación de las bases que se utilizaron para la toma de datos de geofísica. El punto PASTO, se distingue con el número 1000.

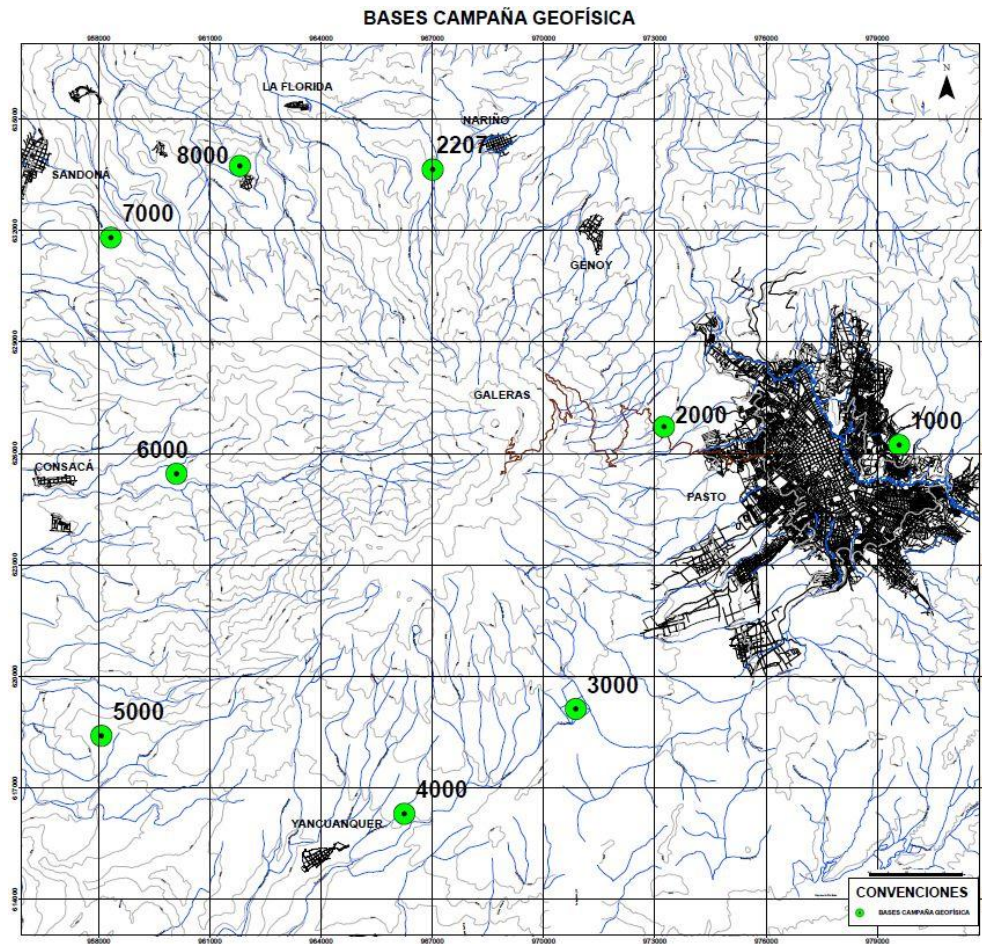
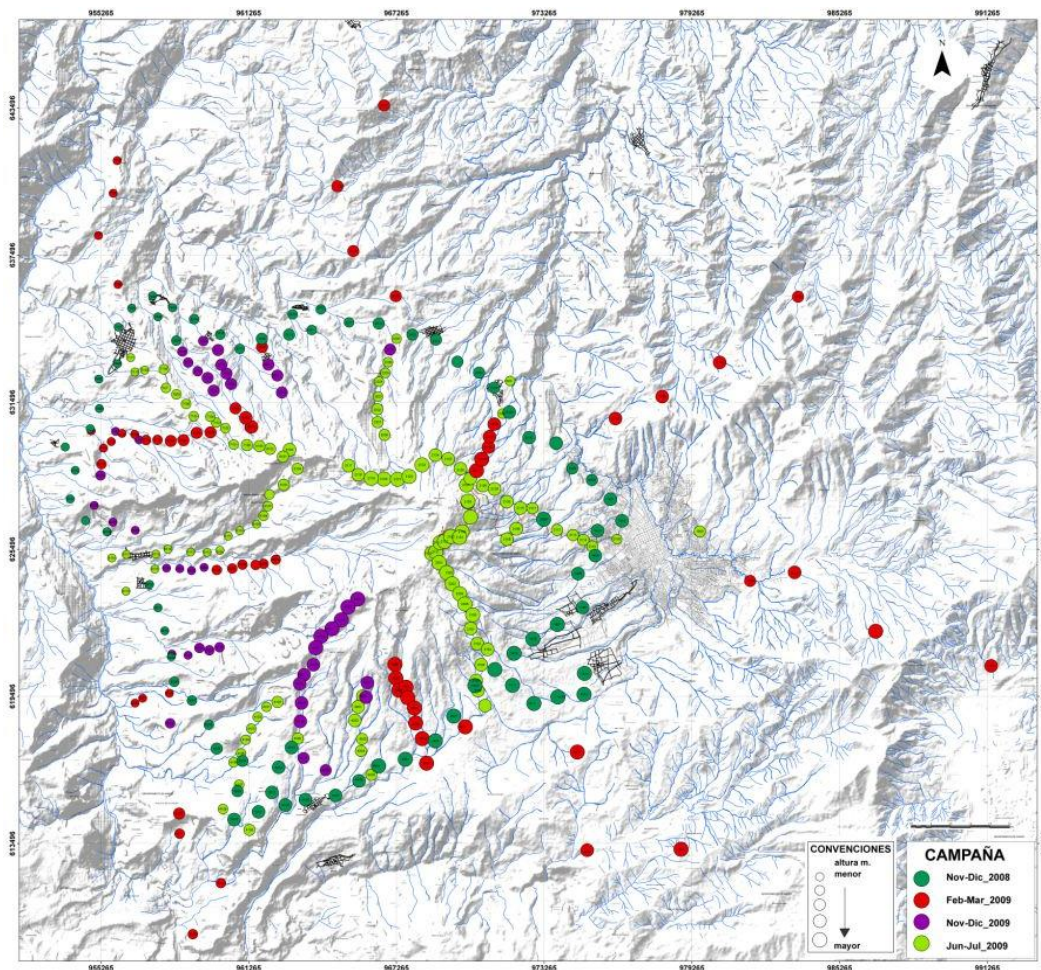


Tabla 3-1. Coordenadas en el sistema WGS-84 de las estaciones base del levantamiento geofísico.

Estación Base		Latitud (°)	Longitud (°)	Altura m
Número	Nombre			
1000	Finca Lope	1.216	- 77.261	2742.026
2000	San Cayetano	1.220	- 77.318	2941.532
3000	Coba Negra	1.152	- 77.339	3211.255
4000	Mejía	1.126	- 77.381	2871.442
5000	Las Fresas	1.145	- 77.454	2219.527
6000	Calabozo	1.209	- 77.436	2023.827
7000	Alto Jiménez	1.267	- 77.452	2392.942
2207	Barranco	1.283	- 77.374	2465.987

Figura 3-4. Ubicación de las 286 estaciones con datos de gravimetría y magnetometría levantados simultáneamente durante los periodos mencionados alrededor del Volcán Galeras.



4. Capítulo 4. Proceso y análisis de la información

En éste capítulo se describe la secuencia del proceso de la información, es decir, la manipulación de los datos observada, con el fin de destacar la información útil, entendida como la señal procedente de fuentes de interés a distintas escalas. La descripción parte de la obtención de las anomalías de Campo Geomagnético Total, con respecto al campo de referencia, seguido por la separación de las anomalías tanto Regional como la Residual. Con la información anterior se procede a la identificación de anomalías relevantes del área con el propósito de trazar perfiles que las contenga. Finalmente y utilizando la teoría del análisis espectral se obtienen las profundidades de la isoterma de Curie para el área en general y se calcula para los perfiles. De igual manera, en los perfiles seleccionados, se calculan los parámetros iniciales de la fuente para iniciar el modelamiento. La mayoría de procesos se realizaron utilizando el programa *Oasis montaj* v.6.4.2. (Geosoft Inc., 2007).

4.1 Cálculo del Campo Geomagnético total de referencia

Para eliminar las variaciones temporales, en cada medida magnética $B(x,t)$ y considerando que el Campo Geomagnético es prácticamente homogéneo para distancias menores de 200 Km, el $\bar{B}(x,t)$, se puede determinar a partir de los datos obtenidos en estaciones bases fijas, con registro a intervalos de tiempo regular, o con los registros de un observatorio magnético próximo, situado en el punto x_o de la forma (UDias A., Mezcuá J., 1997):

$$\bar{B}(x,t) = B(x,t) - B(x_o,t) + \bar{B}(x_o,t) \quad (4.1)$$

Donde $B(x,t)$ valor medido en el punto x .
 $B(x_o,t)$ valor medido en la base para el tiempo t .
 $\bar{B}(x_o,t)$ valor medio diario obtenido en la base.

Las variaciones diurnas del Campo Geomagnético, se obtienen de las series de tiempo de los registros magnéticos capturados en las estaciones base instaladas cada día. De esta manera fue posible comparar los datos adquiridos en las estaciones con los datos de las bases para así poder determinar si la información puede ser usada o han sido afectados por variaciones temporales o tormentas magnéticas. En el anexo 2, se muestra el comportamiento de las bases que se tuvieron en cuenta en el procesamiento.

Con la información obtenida, y siguiendo la ecuación (4.1.), se procedió a realizar la reducción de datos para obtener el valor de la Intensidad de Campo Geomagnético Total (ICMT) (Anexo 1).

Los mapas de ICMT se realizaron a través de la interpolación por el método de mínima curvatura, utilizando el programa *Oasis montaj v.6.4.2.* (Geosoft Inc., 2007), (Swain (1976) and Briggs (1974) en *OasismontajTutorialnew*) (Anexo 1). Así mismo se presenta el modelo de elevación digital del terreno obtenido con la información de la campaña de GPS. (Figura 4-1 y 4-2).

Se utilizó el método de interpolación de mínima curvatura que ofrece el programa Geosoft, el cual genera una superficie de interpolación que garantiza que pasa muy cerca de los puntos reales de medición de manera aleatoria y con curvatura mínima. La superficie de mínima curvatura se determina por iteraciones basadas en el promedio de la distancia inversa existente entre los datos reales que se encuentran en un radio específico.

En los mapas de ICMT el valor mínimo es de 28935 nT, el máximo de 31309 nT. Los mínimos valores se encuentran en la zona nor-occidental, en los sectores conocidos como Alto Ingenio y Santa Rosa, mientras que los valores máximos se encuentran ubicados en el sector central del Complejo Volcánico Galeras.

Figura 4-1. Mapa del modelo de elevación digital del área del volcán Galeras utilizando los 286 puntos de GPS.

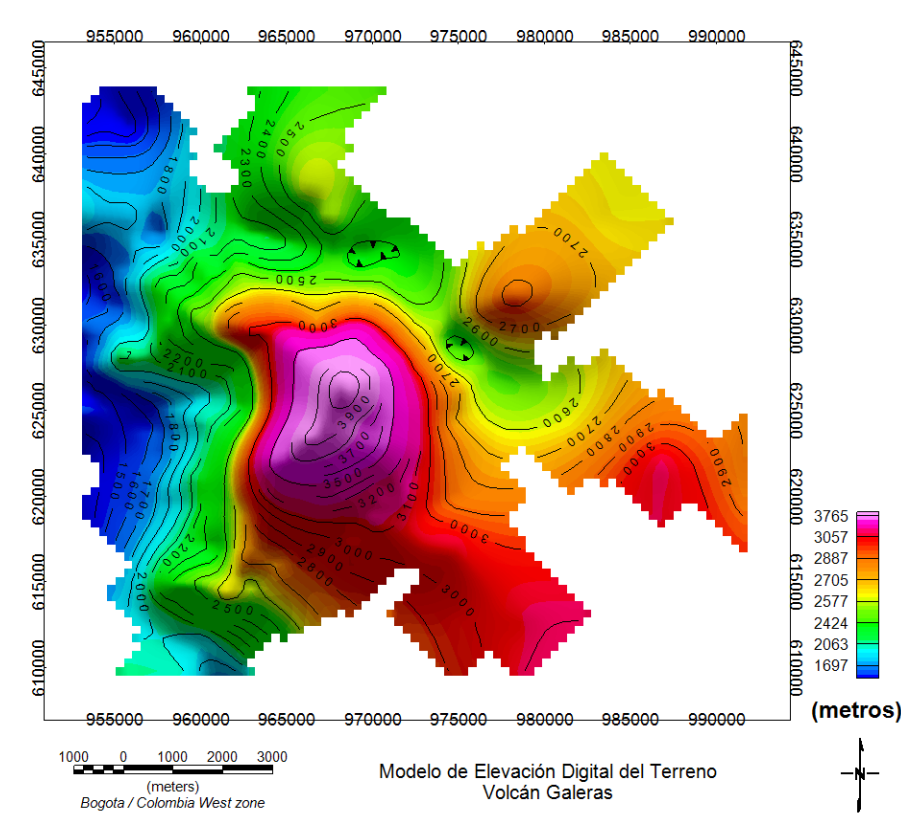
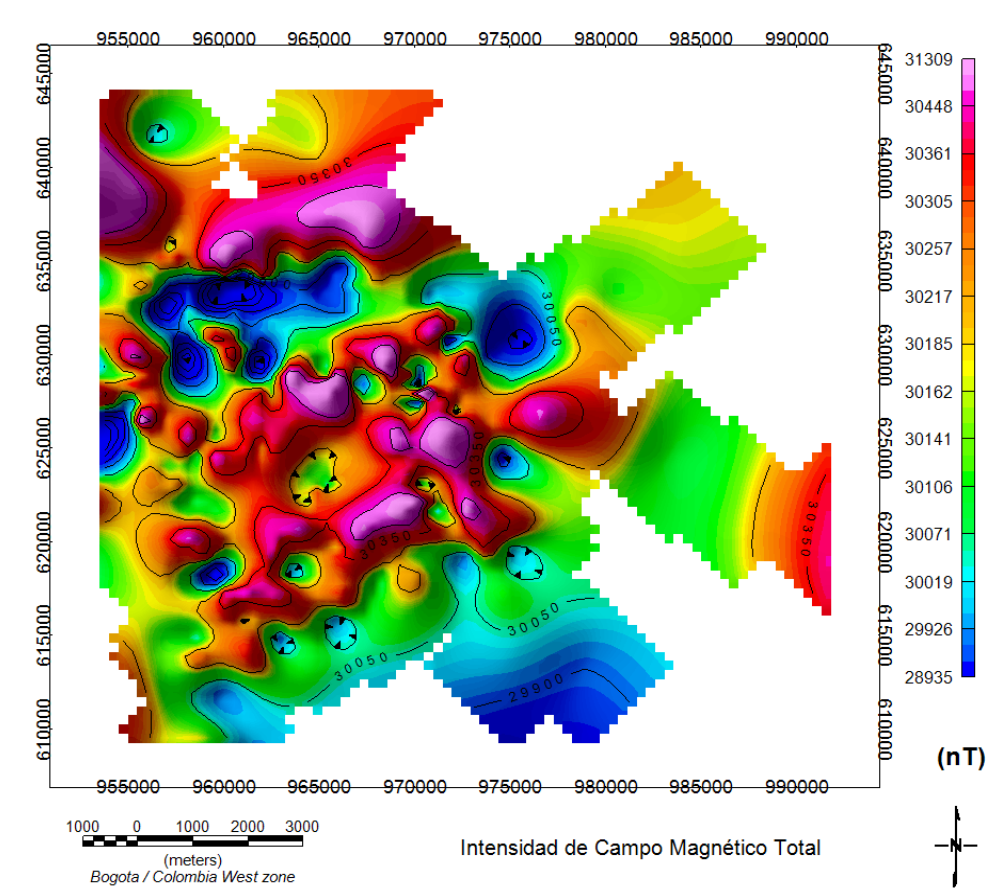


Figura 4-2. Mapa de Intensidad de Campo Geomagnético Total, obtenido por el método de interpolación de mínima curvatura.



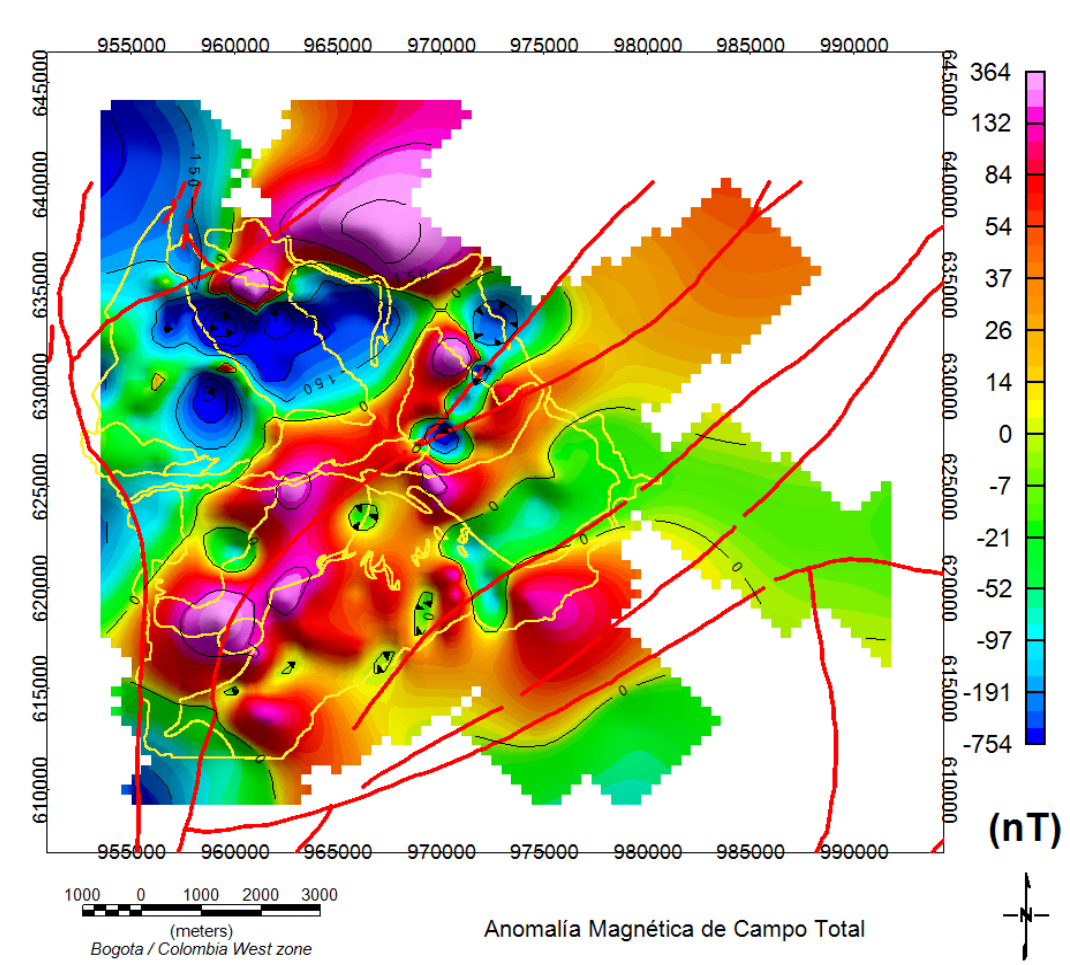
4.2 Obtención de anomalías magnéticas de Campo Total (AMCT)

El Campo Geomagnético registrado por un magnetómetro está compuesto por la componente magnética bipolar de la Tierra, el magnetismo remanente y por las variaciones diurnas. Las anomalías magnéticas de nuestro interés están relacionadas con el magnetismo inducido, asumiendo que el magnetismo remanente es de intensidad despreciable frente a éste. Siguiendo la ecuación (2.9) se procedió al cálculo de las anomalías en donde B es la Intensidad de Campo Geomagnético Total y B_0 corresponde al campo interno de la Tierra calculado según el IGRF10 ("International Geomagnetic Reference Field"), para la posición y fecha de registro de los datos utilizando los valores suministrados por el NOAA (National Geophysical Data Center, <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/magfield.shtml>). Teniendo en cuenta que en ocasiones la amplitud del ruido es mucho mayor que la amplitud de las anomalías de nuestro interés y que en un suavizado en el ruido puede ser interpretado como una anomalía, se procedió a usar los filtros no lineales para eliminar los picos no deseados de los datos (Naudy and Dreyer, 1968) (Figura 4-3, Anexo 1).

Los valores de anomalías magnética de Campo Total, en el área de estudio están entre -753.6nT y 363.8 nT (Anexo 1); utilizando el programa *Oasis montaj v.6.4.2.* (Geosoft Inc., 2007), se obtuvo el mapa de anomalía magnética (Figura 4-3). En el mapa se detalla que los valores más bajos se encuentran en el sector nor-occidental del mapa, que corresponden a las medidas realizadas en los perfiles entre el Ingenio, Santa Rosa y Santa Bárbara. Según el mapa de evolución geológica del CVG (Figura 1-3), los bajos magnéticos están enmarcados en los estados de Coba Negra, Pamba y Jenoy, este último limitado por los depósitos aluviales. El siguiente bajo magnético importante, ubicado en la parte central del mapa, está en el estado Urcunina y posiblemente refleja en profundidad lo que en superficie es reconocido como el estado Galeras, con actividad volcánica reciente. Esta última anomalía continúa con una zona de bajos que se extiende hacia el sector nor-este

Los altos magnéticos, tienen una dirección preferencial sur-occidente nor-oriente, con un alto significativo localizado al sur-occidente y que puede estar asociado con el cono cinerítico la Guaca.

Figura 4-3. Mapa Anomalía Magnética de Campo Total. Las líneas rojas corresponden a los trazos de falla y las amarillas a los estadios del CVG.



4.3 Filtros aplicados a la anomalía magnética de Campo Total.

Con el fin de destacar las principales zonas de AMCT, se aplican diferentes técnicas de filtrado. Este proceso se realizó con el programa *Oasis montaj v.6.4.2.* (Geosoft Inc., 2007), mediante la aplicación montaj MAGMAP Filtering.

Es necesario resaltar que las anomalías de Campo Geomagnético se encuentran en el dominio del espacio y para la aplicación de los filtros es necesario pasar al dominio del número de ondas, mediante la transformada de Fourier en dos dimensiones, proceso que realiza de igual manera en el programa *Oasis montaj v.6.4.2.* (Geosoft Inc., 2007).

El primer filtro aplicado a la anomalía magnética de Campo Total es la continuación analítica hacia arriba a diferentes alturas. Definida una altura en la que se eliminan algunas anomalías que obedecen a ruido y con el propósito de resaltar las anomalías de interés, se procedió posteriormente a la aplicación de otros filtros tales como: reducciones al polo y al ecuador, segunda derivada vertical en Z y primera derivada horizontal en Y. Finalmente, se obtiene el mapa de anomalía magnética Regional y el mapa de anomalía Geomagnético Residual, utilizando separación polinómica de orden 1, 2 y 3, filtro de Gauss y las continuaciones analíticas

- **Continuaciones analíticas**

Este filtro no produce efectos secundarios de distorsión, por lo que es considerado como un filtro limpio. Las continuaciones analíticas ascendentes son usadas para eliminar o minimizar los efectos de las fuentes superficiales y ruidos (Henderson et al, 1949). Cuando el filtro se aplica a mayor altura de la fuente, las anomalías disminuyen, según la profundidad y dimensiones de la fuente de origen; las anomalías más superficiales decrecen rápidamente que las más profundas (Mironov, 1977, en OasismontajTutorialnew).

$$L(r) = e^{-hk}, \quad (4.2)$$

Donde h es la distancia en unidades de longitud ascendente relativa al plano de observación y k es el número de onda (radianes/unidad de longitud)

Por su parte las continuaciones descendentes, son empleadas para resaltar las fuentes más profundas.

$$L(r) = e^{hk} \quad (4.3)$$

Los filtros matemáticos sirven para resaltar la información que se desea y las continuaciones nos permiten aclarar la respuesta obtenida para así hacer una mejor interpretación de los mapas.

De esta manera se aplicó este filtro de continuación analítica a la anomalía magnética de Campo Total a diferentes alturas: 500, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000 y 5000 metros. En la figura 4-4, se indican los mapas de anomalía magnética aplicando el filtro de continuación analítica a 500, 1000, 2000, 3000, 4000 y 5000 metros y en la tabla 4-1 los valores máximos, mínimos y promedios en nT.

Observando los valores obtenidos y los mapas de continuaciones analíticas, se puede ver que los bajos magnéticos, a medida que se incrementa el valor de continuación analítica, van disminuyendo con mayor rapidez que los altos magnéticos, indicando posiblemente que las fuentes que originan los primeros son más superficiales que las fuentes de los segundos.

El bajo magnético cercano al cráter activo del volcán Galeras, logra estar presente únicamente hasta la continuación analítica calculada a una altura de 1000m; y el bajo magnético ubicado en el sector nor-occidental, por su presencia muy clara hasta la continuación analítica realizada hasta una altura de 4000 metros, sugiere ser una anomalía producida por una fuente más profunda.

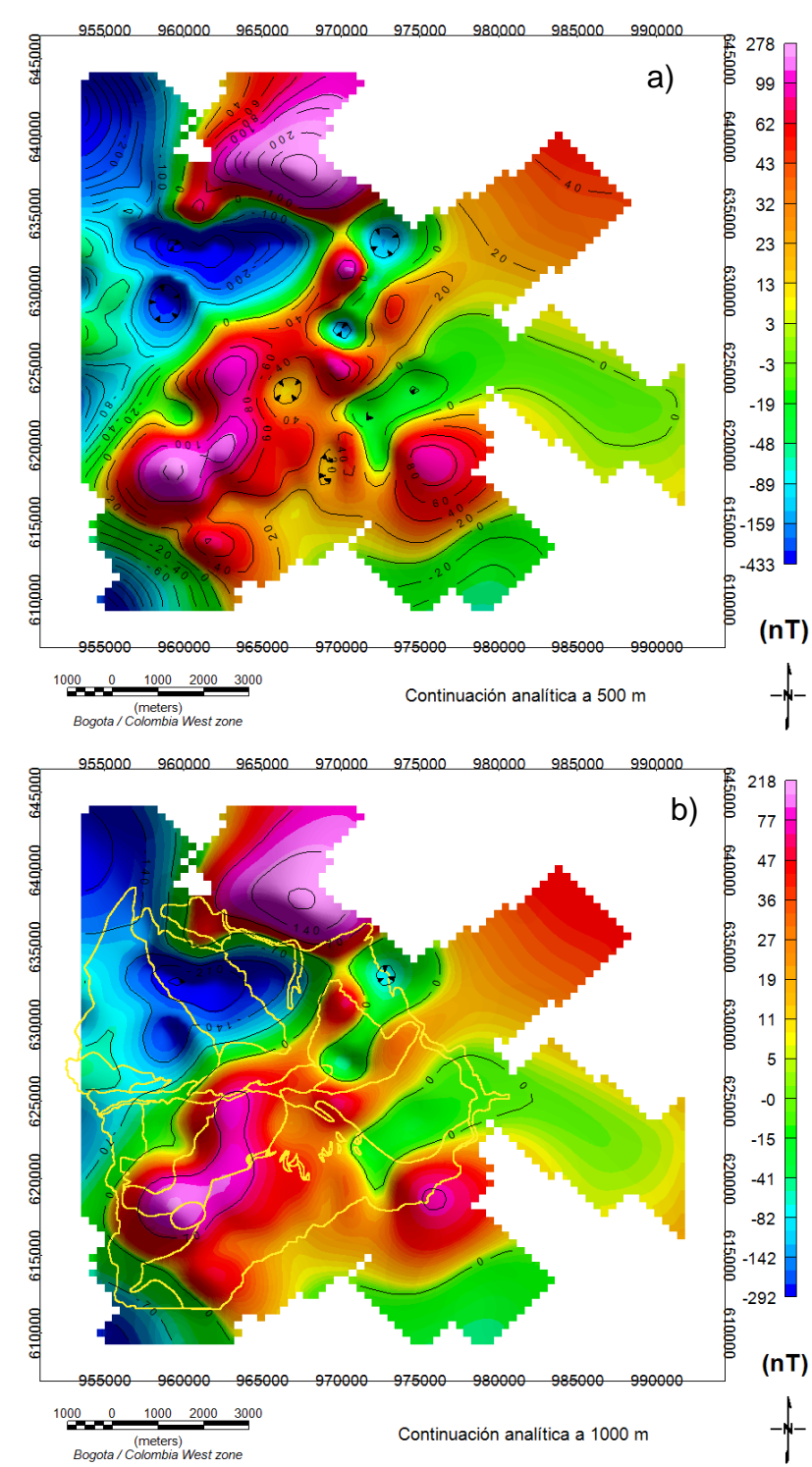
Los altos magnéticos que tienen una dirección preferencial sur-occidental a nor-oriente, se mantiene hasta una altura de 2000 metros, más adelante cuando la altura se incrementa, únicamente la anomalía localizada al sur-occidente se observa hasta la altura de 5000, indicando que en esta zona la fuente que produce este alto magnético es más profunda que las anteriores.

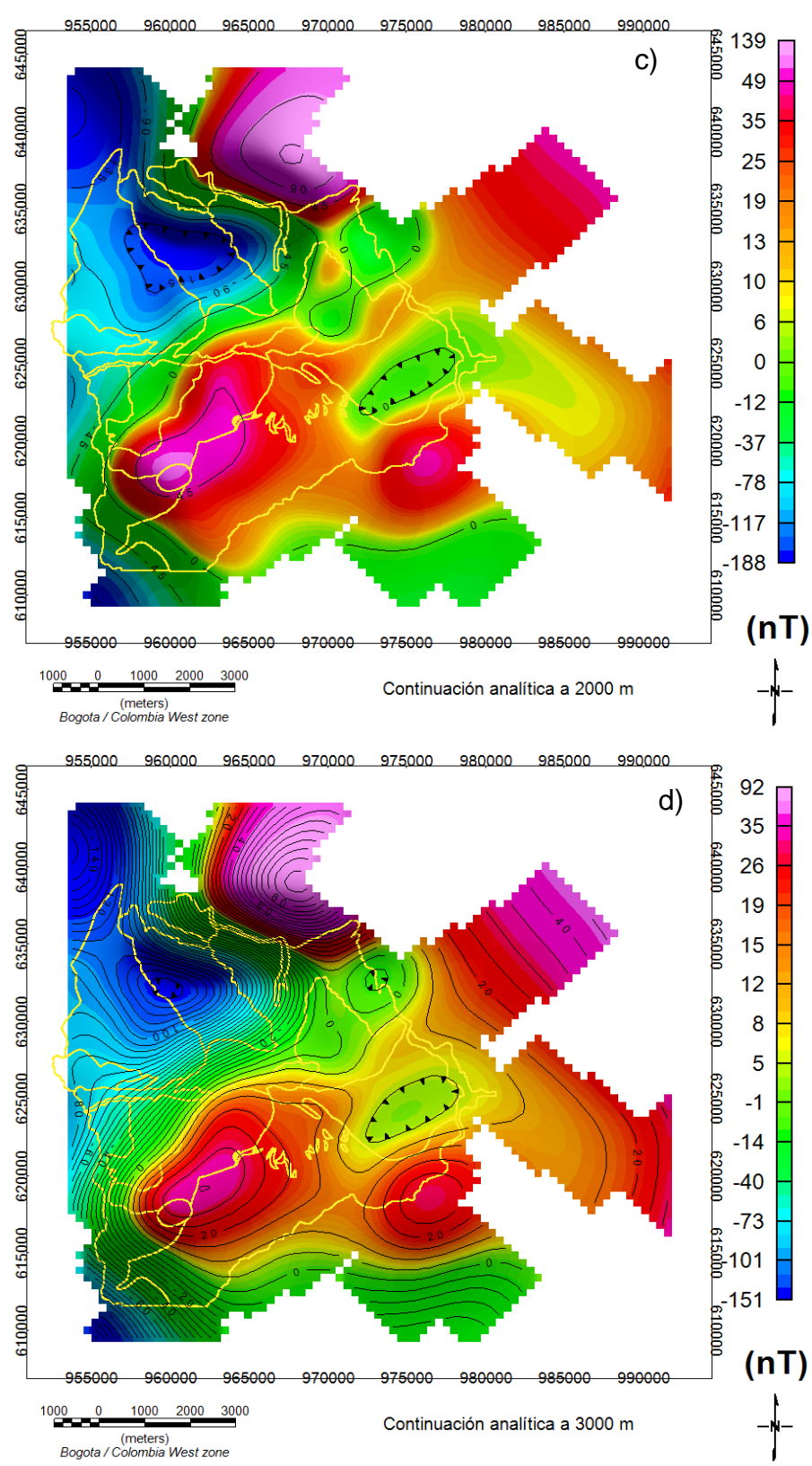
Teniendo en cuenta que al aplicar el filtro de continuación analítica hasta una altura de 500 metros, las anomalías que son asociadas con expresiones en superficie como son el cráter activo del volcán y el cono cinerítico de la Guaca se mantienen, se decidió en adelante para la aplicación de los siguientes filtros utilizar esta información, ya que elimina las anomalías superficiales que pueden obedecer más a efectos no deseados y que pueden estar asociados con la toma de datos.

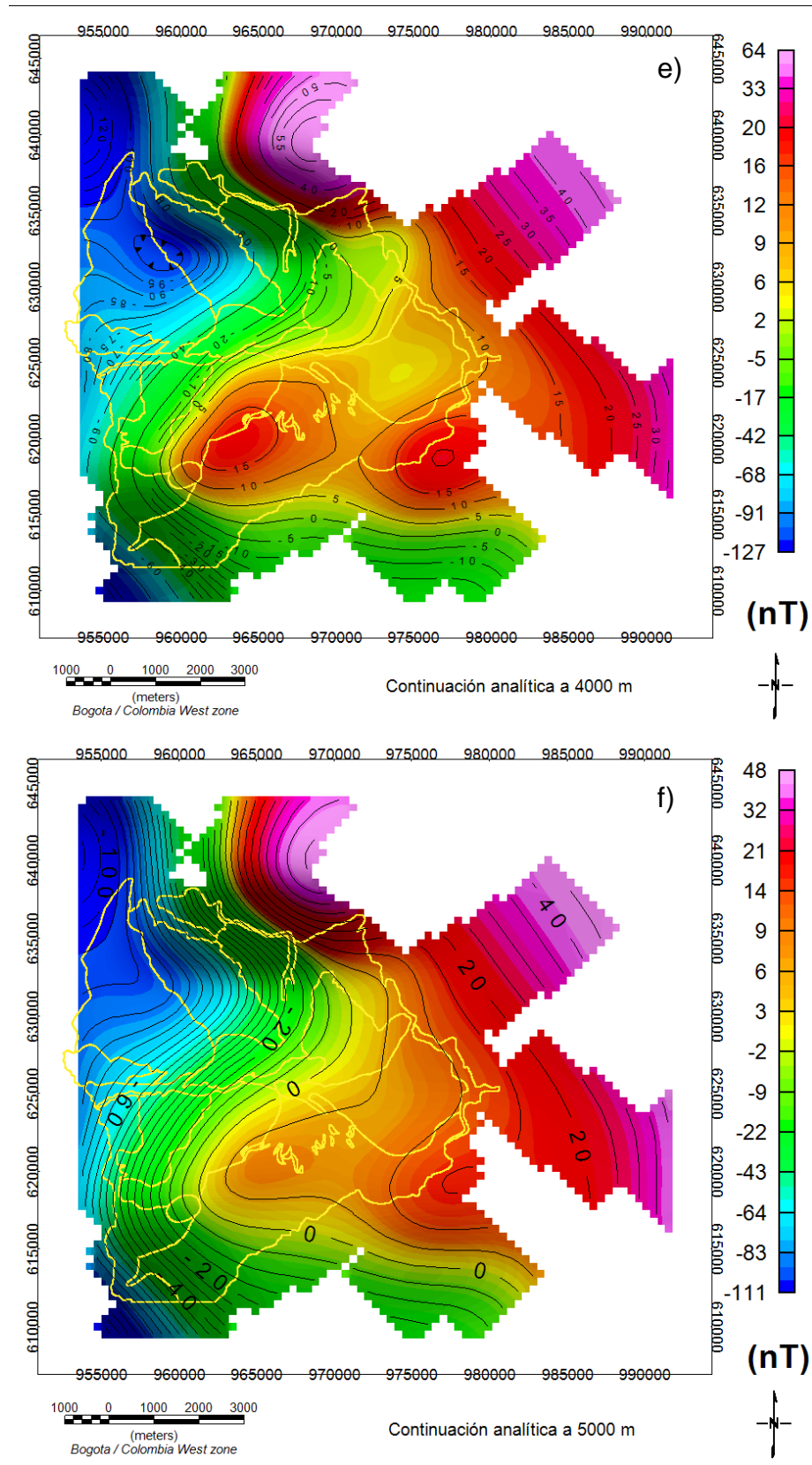
Tabla 4-1. Relación entre Anomalía Magnética de Campo Total y valores obtenidos después de aplicar continuaciones analíticas.

	AMCT	Continuaciones analíticas en metros							
		500	1000	1500	2000	2500	3000	4000	5000
Máximo (nT)	-753.6	-433.2	-291.5	-216.8	-188.2	-167.8	-151.5	-127.2	-110.7
Mínimo(nT)	363.7	278.4	218.0	172.0	138.5	112.2	92.0	63.9	48.2
Promedio(nT)	-5.2	-6.3	-7.3	-8.2	-9.0	-9.8	-10.5	-11.8	-12.9

Figura 4-4. Mapa Anomalía Magnética de Campo Total, aplicando un filtro de continuación analítica hacia arriba a una altura de a) 500 m, b) 1000 m, c) 2000 m, d) 3000 m, e) 4000m y f) 5000 m. Las líneas amarillas corresponden a los estadios del CVG.







Reducción al polo y al ecuador

La reducción al Ecuador o al Polo es una transformación matemática que “elimina” el efecto bipolar de la anomalía magnética. Este procedimiento matemático intenta colocar la fuente de la anomalía en su verdadera posición mejorando la geometría de los cuerpos que originan la anomalía, simplificando la interpretación. Este filtro permite hacer una corrección espacial, de tal manera que coloca las anomalías de acuerdo a su coordenada geográfica y no con respecto al polo magnético. Para aplicar este filtro se utilizó un punto medio de la zona con coordenadas de $1,24^{\circ}\text{N}$ y $-77,39^{\circ}\text{W}$, con una inclinación $I = 24,617^{\circ}$ y una declinación $D = -3.0167^{\circ}$.

En el mapa de Reducción al Polo (Figura 4-5), debido posiblemente a que la latitud de la zona de estudio es menor de 10° , las anomalías se ven distorsionadas en una dirección norte sur y las anomalías tanto positivas como negativas, que originalmente estaban presentes se pierden, mientras que en el mapa de Reducción a Ecuador (Figura 4-6) la forma de las anomalías no se ven distorsionadas, la anomalía negativa localizada al nor-occidente y la central se mantienen y la anomalía positiva localizada al sur-occidente también está presente, aunque las anomalías positivas que se observaban casi de manera continua en dirección sur-occidente a nor-orient, no se ven después de aplicar este filtro.

Una vez analizados los mapas de reducción al Polo y al Ecuador, se nota que estos filtros no aportan información para mejorar la interpretación de las anomalías, por el contrario las distorsionan o se desaparecen, por lo que se decide que no se va a utilizar en adelante para los siguientes procedimientos.

Figura 4-5. Mapa AMCT – Reducida al Polo.

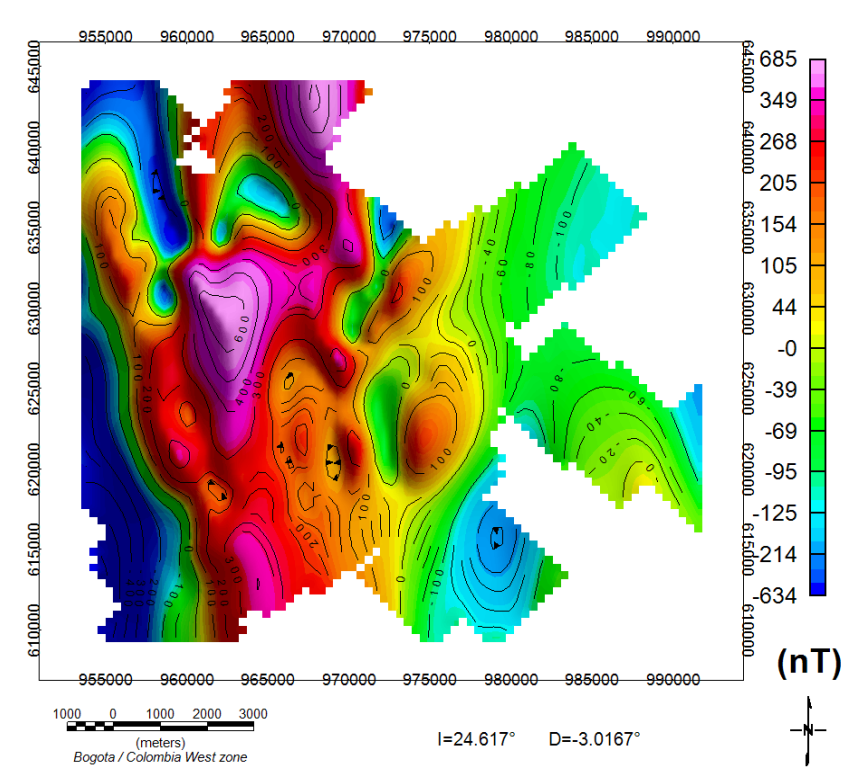
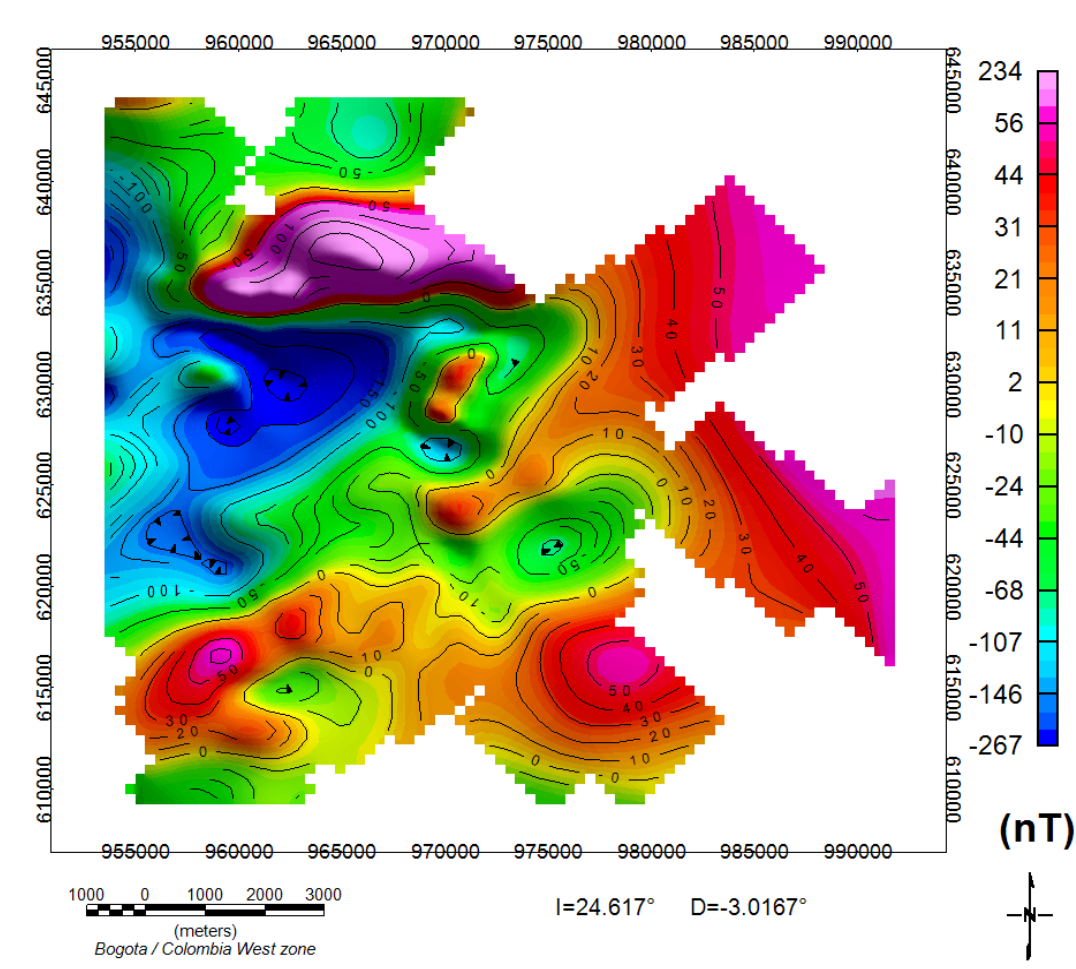


Figura 4-6. Mapa AMCT – Reducida al Ecuador.

• Derivadas Verticales y Horizontales

Según lo propuesto por Rosebach, 1953, al calcular las derivadas a los datos magnéticos, es posible resaltar las anomalías locales más pequeñas y superficiales más que las regionales, que son más profundas, teniendo en cuenta que las derivadas decrecen con las potencias de la profundidad de las fuentes.

La derivada en Z, se aplica para mejorar la respuesta de las fuentes geológicas superficiales, de tal manera que mejora los componentes con alta longitud de onda.

$$L(r)=k^n \quad (4.4)$$

Dónde: n = orden de diferenciación

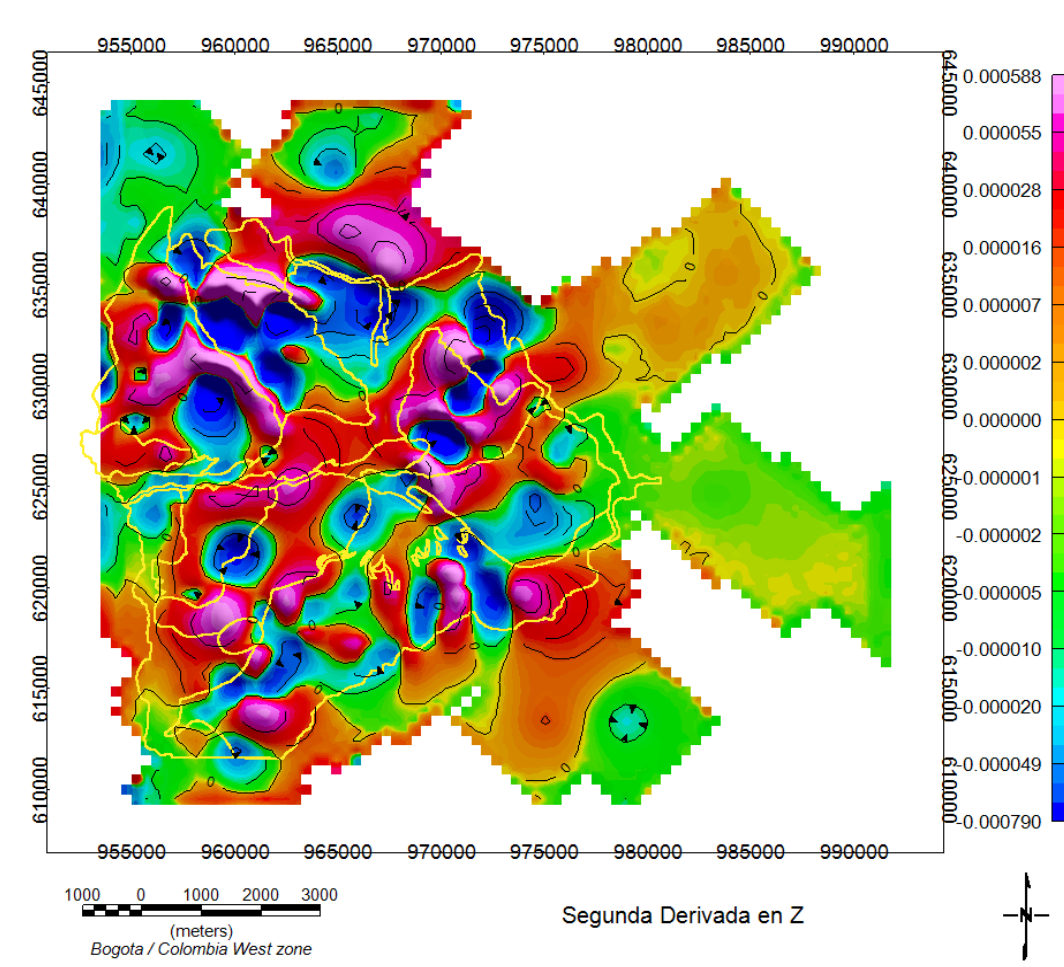
k = número de onda (radianes/unidad de longitud)

En la figura 4-7, se observa el mapa de segundas derivadas verticales y en la figura 4-8, el de primeras derivadas horizontales en la dirección de Y de los datos de Anomalía

Magnética de Campo Total, a una altura de 500 m, realizado por medio del programas Geosoft en la aplicación MAGMAP filtering, el cual aplica el filtro luego de haber realizado la transformada de Fourier y llevar los datos al dominio de la frecuencia

En el mapa de segundas derivadas en Z de Anomalia Magnética de Campo Total, en general se observa un incremento en la presencia de anomalías negativas, especialmente en el sector sur del mapa de oriente a occidente, originadas posiblemente por fuentes más superficiales. Continúa evidenciándose la anomalía negativa localizada en el sector nor-occidente del mapa, se resalta en esta zona una anomalía positiva que coincide con el contacto entre el estado Pamba y el estado Coba Negra, que no se había evidenciado anteriormente. La anomalía central (relacionada con la actividad volcánica reciente), se muestra confinada por una anomalía positiva. Por otra parte, comparando este mapa con el de la figura 4-3, correspondiente al AMCT, se logran detallar unas anomalías negativas alineadas con la anomalía central en dirección, sur-occidente nor-oriente. Cerca de esta alineación se resalta otra anomalía negativa que está ubicada entre el contacto entre el estado Cariaco y el estado Pamba.

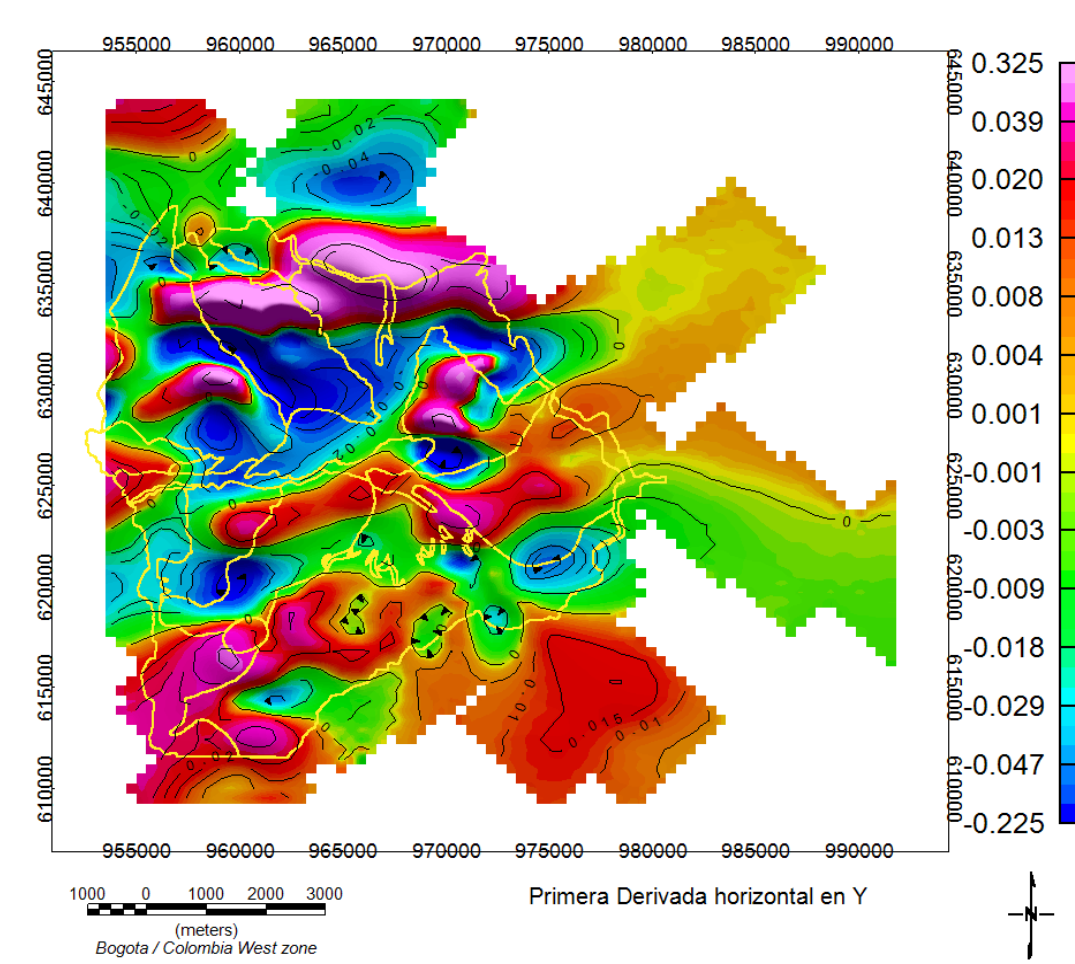
Figura 4-7. Mapa de segundas derivadas verticales de Anomalia de Magnética de Campo Total. Las líneas amarillas a los estadios del CVG



En la figura 4-8, Mapa de primera derivada en Y de Anomalía Magnética de Campo Total, se resaltan principalmente cuatro anomalías negativas. La primera y la segunda corresponden a las que se han detectado con anterioridad y que corresponde al sector nor-occidental y la central. Al igual que el mapa de segundas derivadas en Z, aparece una tercera anomalía negativa, hacia el sector sur-oriental entre el estado Pamba y Cariaco. Y la cuarta está ubicada hacia el sector sur-occidental del mapa, ubicada sobre el contacto entre el Estado Jenoy y el estado Coba Negra.

Por otra parte, aparece una fuerte anomalía positiva en dirección este oeste ubicada al norte del mapa y aunque no de manera tan definida continúan mostrándose unos alineamiento de anomalías positivas en dirección sur occidente nor-oriente. De igual manera la anomalía positiva que se asocia con el cerro la Guaca, continua presente en este mapa.

Figura 4-8. Mapa de primera derivada en Y de Anomalía Magnética de Campo Total a una altura de 500 m. Las líneas amarillas a los estadios del CVG



• Coseno Direccional

Conociendo las características de las estructuras geológicas del área de estudio, el filtro de coseno direccionales, da la opción de resaltar o remover estas características. Con el grado de esta función este filtro permite resaltar las estructuras que están por fuera de esta dirección o se puede filtrar lo que esté por fuera de esa dirección resaltando características importantes que tienen esta orientación. Las expresiones que se utilizan para efectuar estos filtros son (*MAGMAP, Filtering de Geosoft, Geosoft Inc., 2007*):

$$L(\theta) = \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right|, \text{ rechaza la dirección} \quad (4.5)$$

$$L(\theta) = 1 - \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right|, \text{ aplica la dirección} \quad (4.6)$$

Donde

α , Dirección del filtro en grados

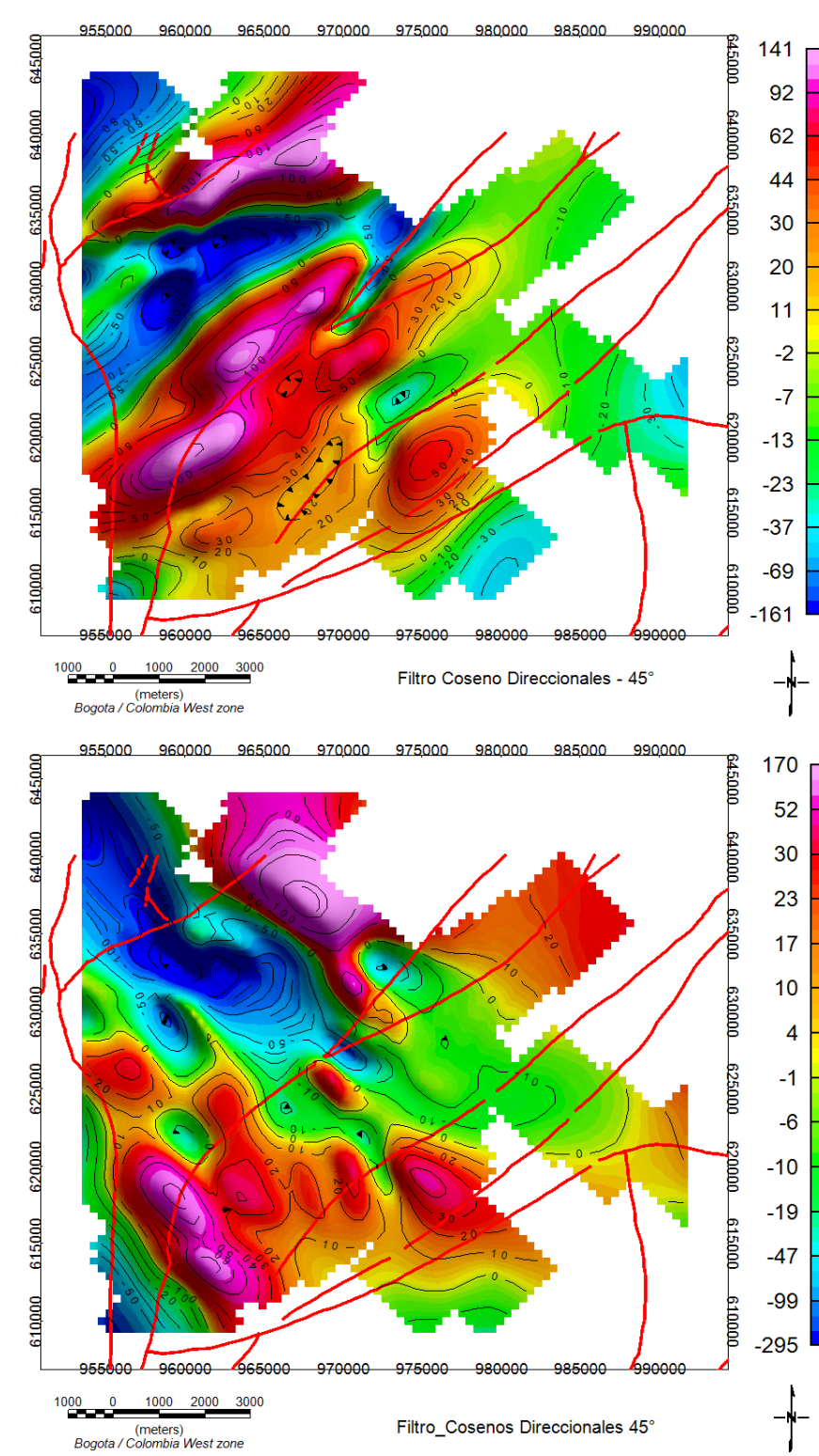
n , los grados de la función coseno

Se aplicó el filtro de cosenos direccionales, con $\alpha = 45^\circ$, teniendo en cuenta la presencia de las estructuras geológicas proyectadas en los mapas geológicos, reconocidas como las fallas geológicas del Sistema de Fallas del Romeral, Buesaco, Manchabajoy y Pasto (Figura 1-1).

En la figura 4-9, a), se indica el mapa de AMCT, aplicando el filtro de cosenos direccionales a 45° , con el fin de resaltar las anomalías en esta dirección. En este mapa se notan tres frentes de anomalía, un negativo que está ubicado en el sector occidental, dos positivos que mantiene la dirección sur-occidente nor-oriental, el primero ubicando al nor occidente del mapa y que coincide con el trazo de la falla de Manchabajoy y el segundo que se divide en la parte central del mapa, lo que puede estar relacionado con el Sistema de Fallas del Romeral, la división de esta y la aparición de la Falla de Buesaco, en la parte central de estas anomalías, se observa una anomalía negativa que en mapas anteriores se ha asociado con el estado Galeras.

En la figura 4-9, b), se aplica el filtro con el propósito de eliminar las anomalías que se encuentran en esta dirección. Se observan dos anomalías positivas, una al norte y la segunda al sur-occidente, una de las cuales está cerca al cerro de la Guaca. La anomalía negativa tiene una dirección nor-occidente sur-oriental que finaliza en la parte central del mapa.

Figura 4-9. a) Mapa de Anomalía Magnética de Campo Total, aplicando el filtro de cosenos direccionales a 45° , se destacan las anomalías que están en esta dirección. b) Eliminando las anomalías presentes en la dirección de 45° .



- **Separación de anomalías regionales y residuales**

En cualquier punto de la superficie de la Tierra, el Campo Geomagnético observado corresponde a la suma de todos los efectos magnéticos de las rocas dependiendo tanto de su composición en minerales magnéticos como de la historia y de la evolución geológica de cada cuerpo.

La forma de una anomalía magnética depende del contraste de susceptibilidad, y de las dimensiones y profundidad del cuerpo que las produce. La extensión horizontal de una anomalía se conoce como longitud de onda aparente y nos da una indicación de la profundidad del cuerpo que genera la anomalía. Los rasgos estructurales profundos generan variaciones en el campo observado en superficie de gran longitud de onda, de carácter regional, con gradientes horizontales suaves y graduales, mientras que las estructuras más pequeñas y superficiales dan lugar a anomalías de reducida extensión superficial, de carácter local o residual y gradientes horizontales más abruptos.

Existen diferentes metodologías que permiten observar las contribuciones de fuentes profundas, intermedias y someras con el fin de separar la anomalía Regional de la Residual. Adicionalmente a las continuaciones analíticas realizadas anteriormente (Figura 4-10, a, b), para la separación de las anomalías regionales y las residuales, se utilizaron los métodos de: superficie de tendencia polinómica grado 3 (Figuras 4-10, c, d), y Gauss (Figuras 4-10, e, f), mediante los cuales se ajustan los datos de anomalía magnética a una superficie matemática. El método de tendencia polinómica, permite obtener la anomalía residual por medio de la diferencia entre la superficie obtenida por el polinomio y la superficie dada por el mapa de anomalía magnética. Estos procedimientos se realizaron mediante las aplicaciones de filtro TREND y MAGMAP, del programa *Oasis montaj v.6.4.2. (Geosoft Inc., 2007)*.

Los mapas de anomalías residuales, muestran comportamientos similares, con variaciones mínimas en la escala. Se resaltan las anomalías negativas del nor-occidente, la anomalía asociada al volcán Galeras continuando hacia el norte, y los altos magnéticos en dirección sur-occidente nor-oriental. Por su parte, los mapas de anomalías regionales, muestran un alto magnético, concentrado en la parte sur, con un valor máximo ubicado geográficamente en el mismo sector. Sin embargo, los rangos de anomalía magnética para la técnica de continuación analítica y Gauss difieren de la de polinomio grado 3; para las primeras se encuentra entre -120 a 60 nT y para la tercera entre -290 a 290 nT.

Una vez analizadas las gráficas anteriores, se decidió trabajar con la anomalía regional y residual obtenida mediante el método de tendencia polinómica de grado 3. En el mapa de anomalía Regional se observa la presencia de un dipolo que puede obedecer a fuentes de anomalía más profunda (Figura 4-11), ubicadas principalmente bajo el estado Cobanegra y parte del estado Pamba (Figura 1-3).

Figura 4-10. Mapas de Anomalía Magnética Regional y Residual. a) y b), utilizando una analítica a 4500; c) y d), utilizando método de superficie de tendencia polinómica grado 3; e) y f), con el método de Gauss.

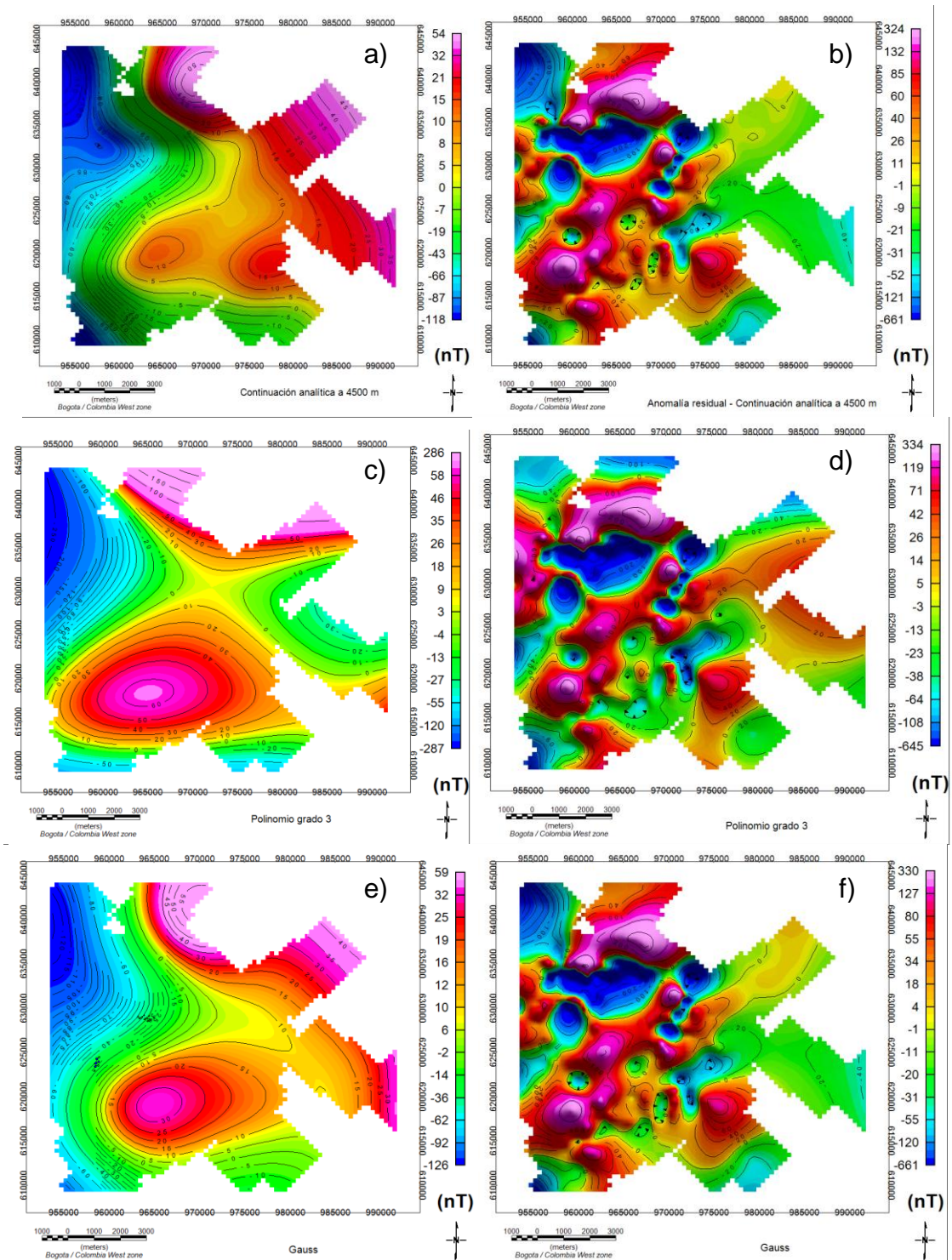
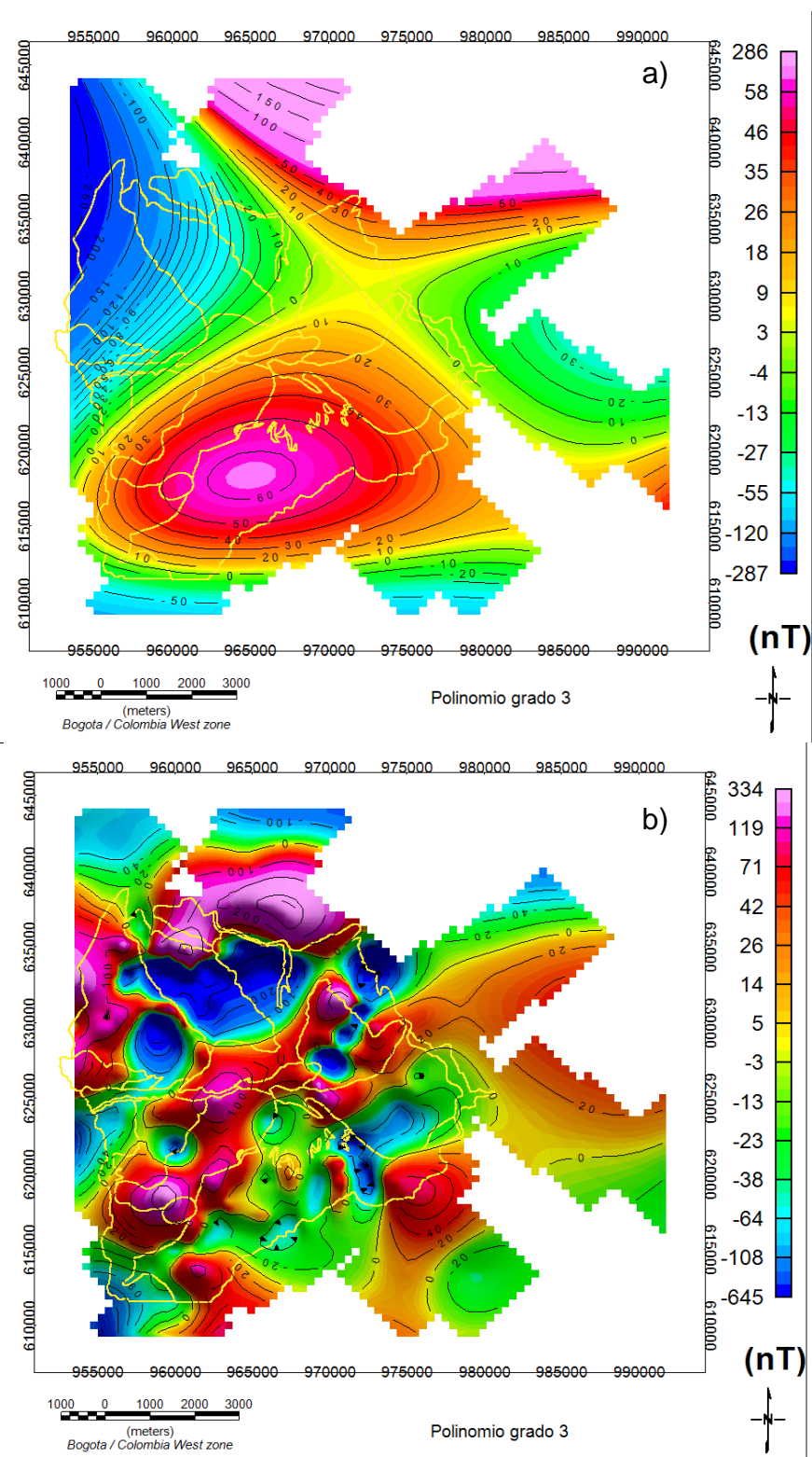


Figura 4-11. Mapas de Anomalía Magnética Regional (a) y Residual (b) utilizando método de superficie de tendencia polinómica grado 3



4.4 Análisis espectral

Con el propósito de estimar de manera general la profundidad de los contrastes magnéticos, se aplicaron a los datos magnéticos el método de Spector y Grant (1970), para calcular el promedio radial de la potencia espectral, del mapa de anomalía magnética de Campo Total, de la figura 4-3, se representó su logaritmo como función del número de onda k . De esta manera, en la figura 4-12, se calculan las profundidades correspondientes a los tramos del espectro en los que es posible realizar un buen ajuste con los datos reales. El espectro de energía promediado radialmente de la grilla de AMCT, se obtuvo del *Oasis montaj v.6.4.2. (Geosoft Inc., 2007)*, mediante la aplicación montaj INTERACTIVE Filtering.

En la figura 4-12, se indica el resultado del análisis espectral, en el cual se identifican tres zonas, que representan de manera general, los tres horizontes magnéticos. El primer alineamiento, con un ajuste de 5 puntos, corresponde al aporte de la fuente profunda, o regional, con frecuencias menores de 0.138 Km^{-1} , y que por lo tanto genera anomalías de longitudes de onda mayores de 7.3 Km . El segundo alineamiento, con una ventana de ajuste de 23 puntos, corresponde a la fuente intermedia, con valores de frecuencia entre 0.14 Km^{-1} y 0.64 Km^{-1} , correspondiéndole anomalías de longitudes de onda entre 7.3 Km y 1.6 Km respectivamente. El tercer alineamiento, asociado con la fuente somera, se ajustó con 15 puntos, para frecuencias mayores de 0.71 Km^{-1} , generando anomalías de longitudes de onda menores de 1.4 Km .

Con el anterior análisis, y utilizando las pendientes de los alineamientos indicados en la figura 4-12, se obtiene una primera aproximación de las profundidades de las bases de las fuentes profunda, intermedia y superficial que produce las anomalías, se tiene entonces que las profundidades están a $2.75 \pm 0.22 \text{ Km}$, $1.47 \pm 0.02 \text{ Km}$ y $0.71 \pm 0.01 \text{ Km}$ respectivamente. Por otra parte, el espectro muestra un pico máximo en los primeros armónicos que se relaciona a la profundidad del tope inferior de la corteza litológica magnética, calculada en 3.5 Km aproximadamente.

Por otra parte y siguiendo la metodología de Tanaka A., et al 1999, y Boler, 1978) se determinó las profundidades generales tanto del tope, el centroide y la profundidad basal de las fuentes generadoras de las anomalías h_t , h_o , y h_b , respectivamente, datos que son asociados con la profundidad de la isoterma de Curie.

Partiendo del cálculo del espectro de potencia radial (Tanaka a., et al 1999) y siguiendo las expresiones 2.50, 2.51 y 2.52, a partir del mapa de anomalía magnética, y para el área general de estudio, se calculó las pendientes para las longitudes de onda intermedia y profunda de las figuras 4-13 y 4-14. El Programa Geosoft, entrega la información del Logaritmo neperiano del espectro de energía promediado radialmente de la Anomalía Magnética, siendo necesario hacer los cálculos para obtener el logaritmo neperiano de la raíz cuadrada del espectro.

En la figura 4-13, se indica el alineamiento correspondiente al sector medio, realizado por un ajuste de mínimos cuadrados, utilizando 20 datos, con valores de frecuencia entre 0.12 Km^{-1} y 0.55 Km^{-1} , correspondiéndole anomalías de longitudes de onda entre 8.7 Km y 1.8 Km respectivamente, obteniendo la ecuación:

$$y = -9.701x + 0.359; \text{ con un coeficiente de correlación } R^2 = 0.998;$$

De la ecuación anterior dividimos la pendiente entre 4π , para obtener el valor de la profundidad del tope $h_t=0.8\pm 0.01\text{Km}$.

Siguiendo la misma metodología, y usando la ecuación 2.51, se realizó la figura 4-14, y con un, ajuste de mínimos cuadrados en la parte inicial de la gráfica se obtuvo la siguiente ecuación:

$y=-34.342x+1.1689$; con un coeficiente de correlación $R^2= 0.9932$; al dividir la pendiente entre 4π , obtenemos el valor de la profundidad del centroide, $h_o=2.7 \pm 0.1 \text{ Km}$.

Con la ecuación 2.52, calculamos la profundidad de la base $h_b =4.7 \pm 0.2 \text{ Km}$; este valor corresponde a la profundidad de la fuente magnética y es la que se asume como la primera aproximación de la profundidad del punto de Curie para la región del Complejo Volcánico Galeras.

Como primera aproximación se tiene los siguientes datos de profundidad asociados a la fuente que produce en superficie las anomalías magnéticas: profundidad del tope de $0.8\pm 0.01\text{Km}$, del centroide de $2.7 \pm 0.1 \text{ Km}$ y de la base de $4.7 \pm 0.2 \text{ Km}$

Figura 4-12. Logaritmo natural del Espectro de Energía promediado radialmente de la Anomalía Magnética. La línea roja indica la zona profunda, la verde la intermedia y la naranja la superficial. En cada zona se presenta la ecuación y el coeficiente de correlación de la línea de tendencia.

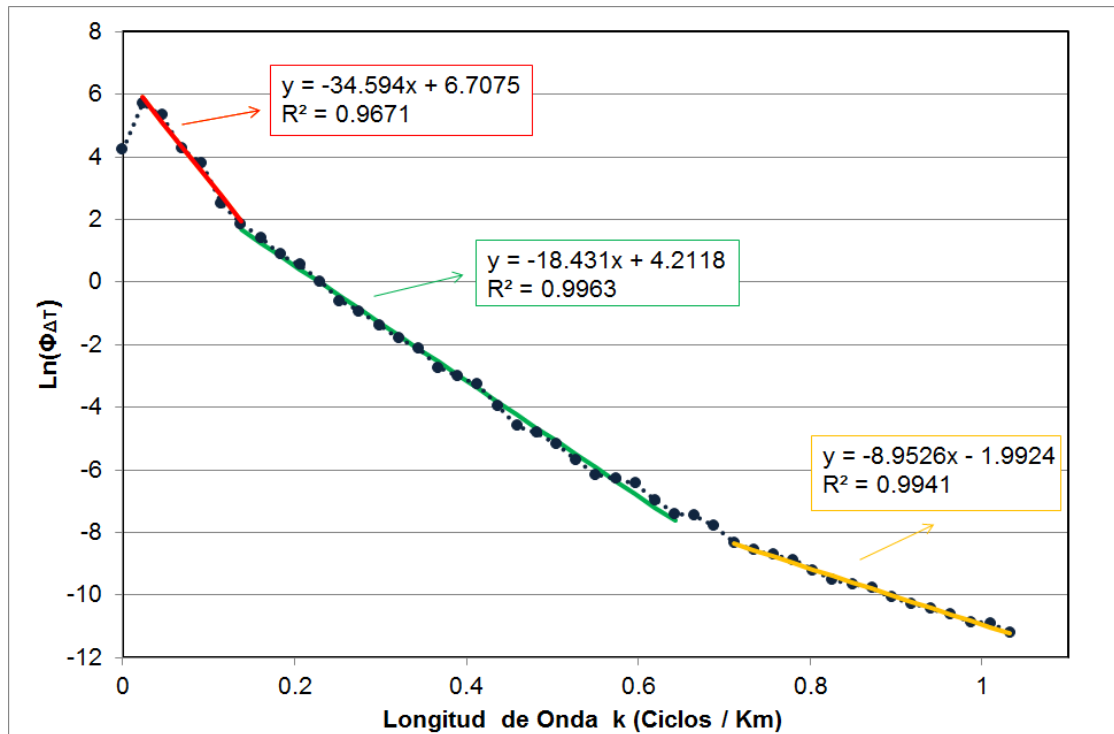


Figura 4-13. Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente de la Anomalía Magnética. La línea verde indica la zona intermedia.

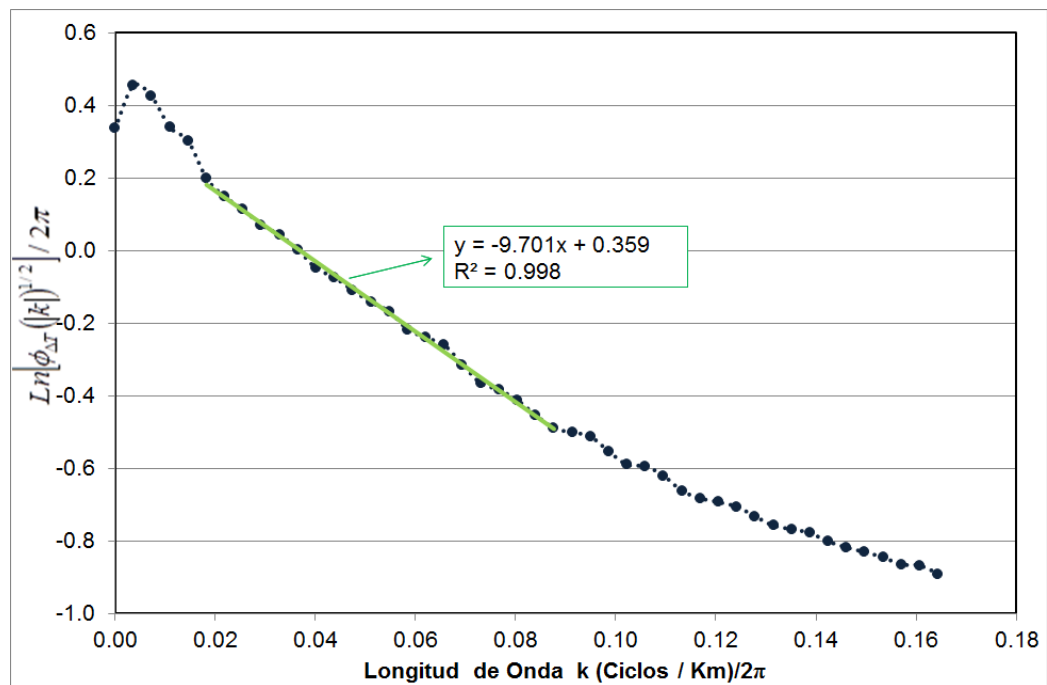
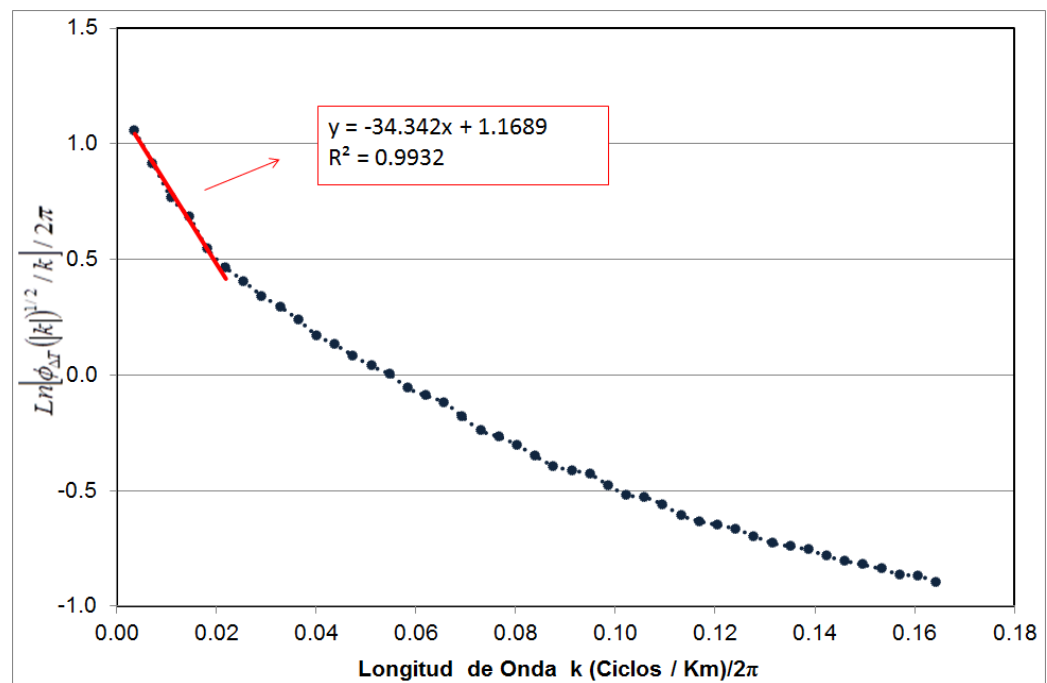


Figura 4-14. Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente dividido entre la longitud de onda, de la AMCT. La línea roja indica la zona profunda.



4.5 Selección de anomalías relevantes en el área de estudio y determinación de la profundidad de la isoterma de Curie

Para determinar las anomalías principales, se recurre al inicio del capítulo 4, en donde se presentan los mapas de anomalías magnéticas y los filtros aplicados a las mismas. En la figura 4-3, correspondiente al Mapa Anomalía Magnética de Campo Total, se destacan tres anomalías principales, dos bajos magnéticos, uno ubicado hacia el nor-occidente del mapa y el segundo en la parte central asociada al estado Galeras y una tercera de altos magnéticos que se distribuye desde el suroccidente hasta el oriente en dirección del Sistema de Fallas de Romeral y Buesaco. Siguiendo con los filtros aplicados, las continuaciones analíticas muestran que a excepción del bajo magnético cercano al cráter del volcán, la cual desaparece después de aplicar una continuación analítica de 1000 m, que puede deberse muy posiblemente al estado térmico, las dos anomalías escogidas se mantienen hasta una continuación de 4000 m. Al aplicar la segunda derivada en Z, los bajos magnéticos se mantienen y en la primera derivada en Y, se resaltan aún más las tres fuentes escogidas.

Para iniciar con el proceso de inversión y realizar un modelamiento de estas fuentes, primero se hace un estimativo de los parámetros iniciales de la fuente, como son la profundidad del tope, del centroide y de la base, siguiendo la metodología de Tanaka A., et al 1999.

Se trazaron sobre el mapa de anomalías magnéticas, perfiles que cubran cada anomalía. En la anomalía nor-occidental (figura 4-15), se trazaron dos perfiles, el primero LN1E, con un ángulo de N53E y el segundo LN2N con un ángulo de N157E. Para la anomalía Sur (figura 4-16), se trazaron de igual manera dos perfiles, el primero LS1N con un ángulo de N139E y el segundo LS2N, con un ángulo de N42E. Finalmente para la anomalía Central, asociada a la actividad reciente del volcán Galeras (figura 4-17), se trazaron tres perfiles, el primer perfil horizontal LC1N, el segundo se trazó de manera vertical y corresponde al LC3E y el tercero LC2N, con un ángulo de N143E. Con la información extraída de la grilla de anomalía, cada 250 metros, se calcularon los espectros de potencia para cada perfil y se hicieron los cálculos para conocer las profundidades que generan las anomalías observadas (Figuras 4-15, 4-16 y 4-17) y en la tabla 4-2, se presenta un resumen con los valores de profundidad del tope superior, centroide y tope de la base de cada perfil seleccionado.

En los resultados arrojados por el análisis espectral, se observa que las fuentes más superficiales están en la zona asociada al estado Galeras, con tope superior promedio de 0.3 Km, y una profundidad promedio de 5.5 Km. El bajo magnético del sector nor-occidental, puede estar asociado a una fuente un poco más profunda, menor de 0.75 Km y llega a una profundidad en promedio de 6 Km. Mientras el alto magnético corresponde a una fuente que está entre 0.7 y 12 Km.

Tabla 4-2. Profundidades de las fuentes seleccionadas.

Sector	Longitud (Km)	Tope Superior h_t (Km)	Centroide h_o (Km)	Tope de la Base h_b (Km)
Zona Noroccidental	23.25	0.65 ± 0.12	4.04 ± 0.36	7.45 ± 0.23
	15.75	0.39 ± 0.05	2.4 ± 0.65	5.4 ± 0.36
Zona Estado Galeras	15.75	0.32 ± 0.06	3.28 ± 0.17	6.25 ± 0.11
	9.75	0.06 ± 0.02	2.72 ± 0.20	5.29 ± 0.11
	7.75	0.42 ± 0.08	2.38 ± 0.25	5.34 ± 0.16
Zona Suroccidental	15.75	0.66 ± 0.04	7.64 ± 0.10	12.61 ± 0.07
	15.75	0.70 ± 0.05	7.9 ± 0.48	11.10 ± 0.26

Con estas profundidades se hace un estimativo de la profundidad de la Isoterma de Curie, definiendo que para la zona Noroccidental la profundidad está en 6.4 ± 0.3 Km, en la zona central a 5.6 ± 0.13 Km, mientras que para la zona sur esta se profundiza a 11.9 ± 0.17 Km. (Figura 4-18)

Utilizando la ecuación 2.4, se hace un estimativo del gradiente de temperatura para las tres zonas, obteniendo valores de 91 °C/Km, 104 °C/Km, 49 °C/Km, para la zona Noroccidental, Estado Galeras y Suroccidental respectivamente (Figura 4-18).

Figura 4-15. a) AMCT. Las líneas amarillas indican los perfiles seleccionados LN1E y LN2E b) Perfiles trazados en el sector, línea azul indica la topografía y la roja la anomalía. c) y e) Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente de la AMCT. d) y f) Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente de la AMCT, dividido entre la longitud de onda.

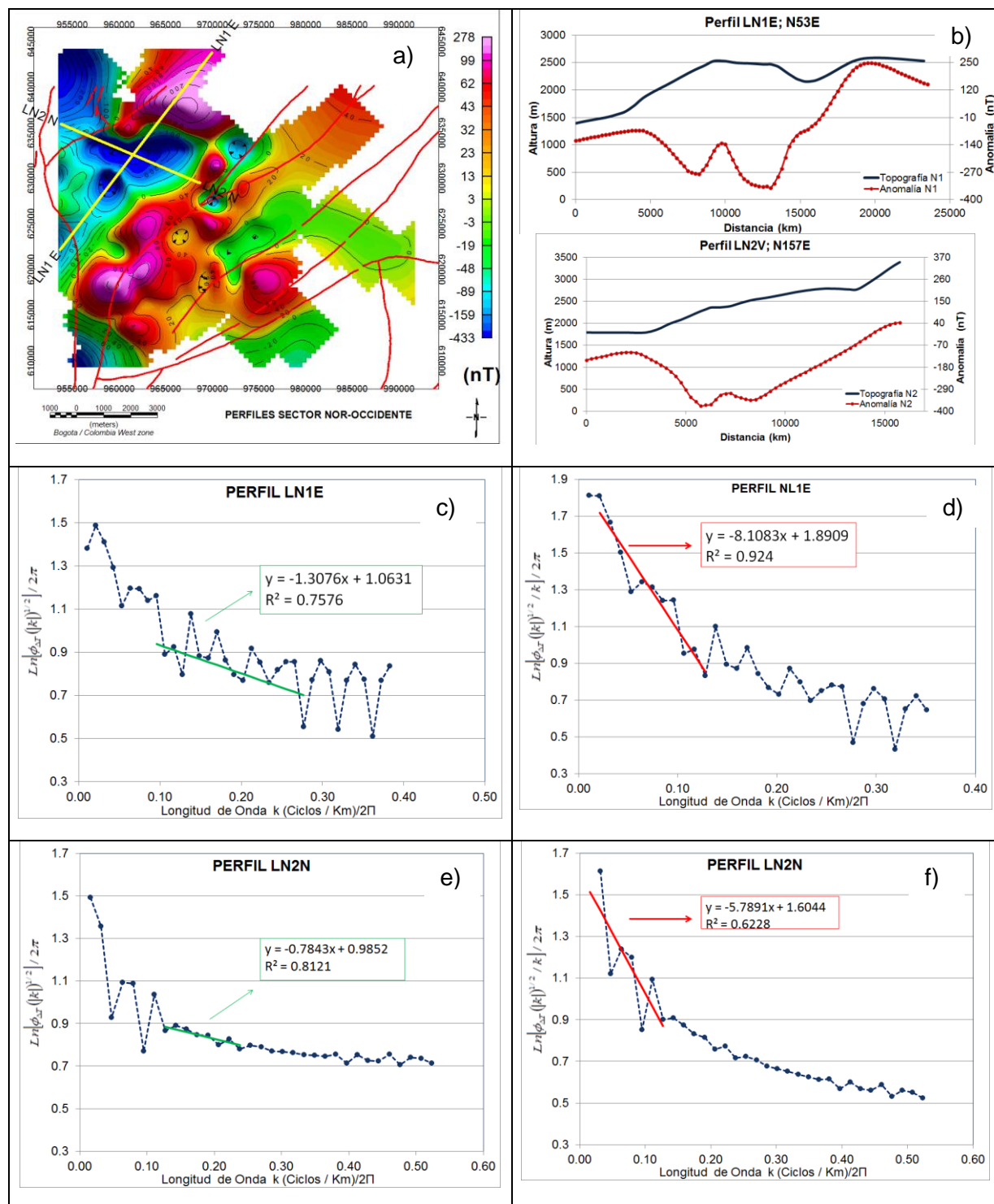


Figura 4-16. a) AMCT b) Ventana correspondiente al sector Sur-occidente del CVG c) y e) Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente de la AMCT. d) y f) Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente dividido entre la longitud de onda, de la AMCT.

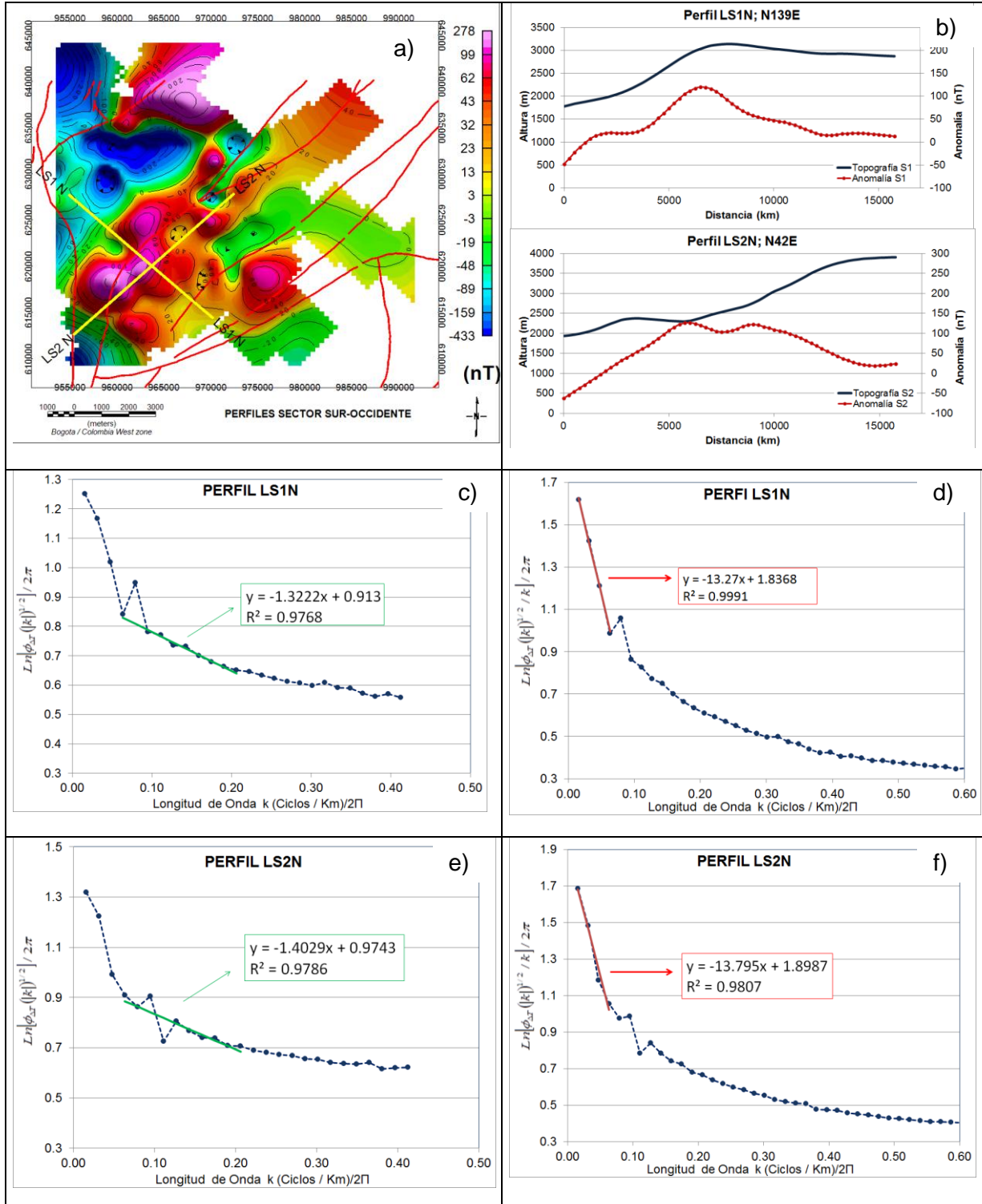
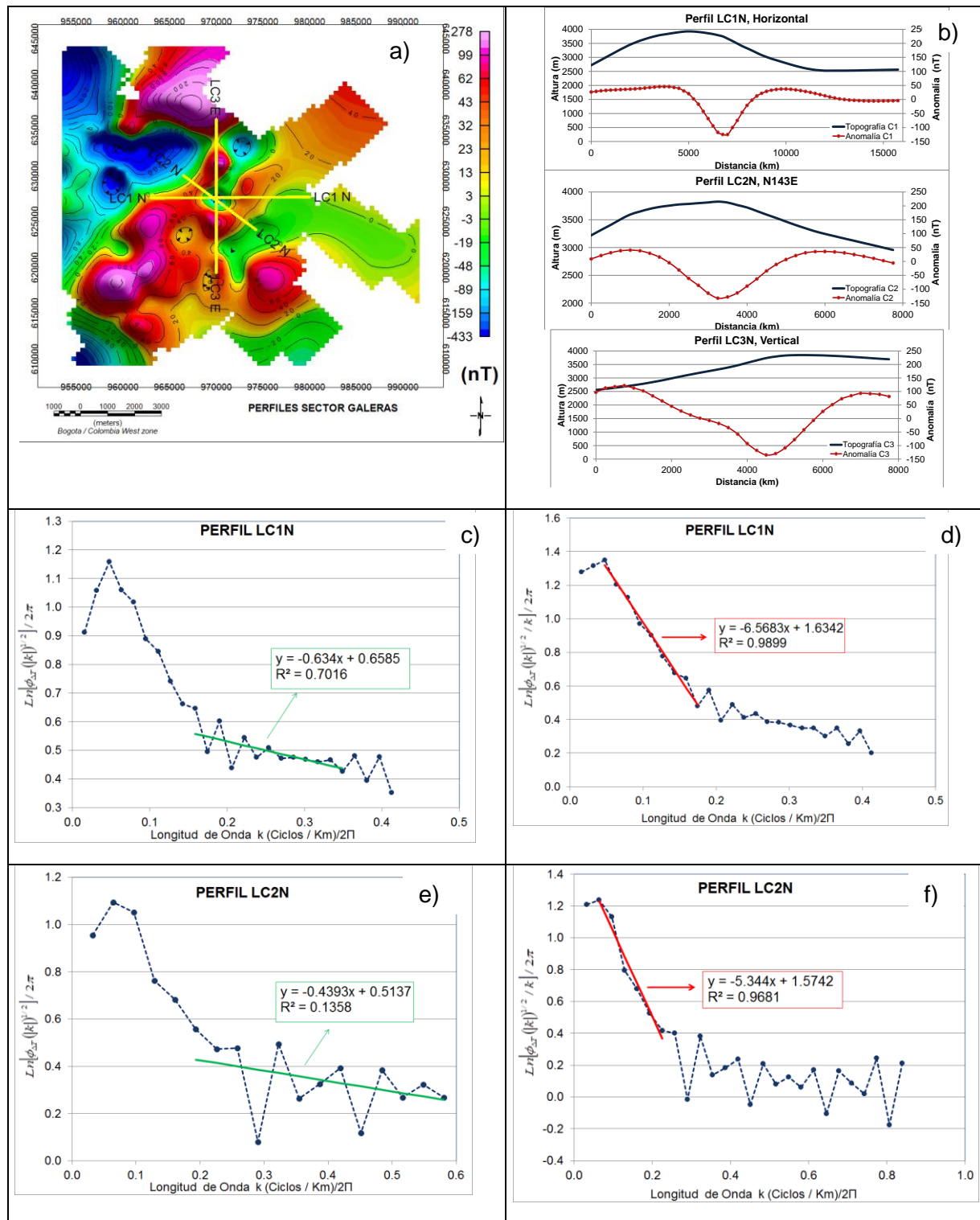


Figura 4-17. a) AMCT. b) Ventana correspondiente al sector del Cráter activo del CVG c), e) y g) Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente de la AMCT. d), f) y h) Logaritmo natural de la raíz del Espectro de Energía promediado radialmente dividido entre la longitud de onda, de la AMCT.



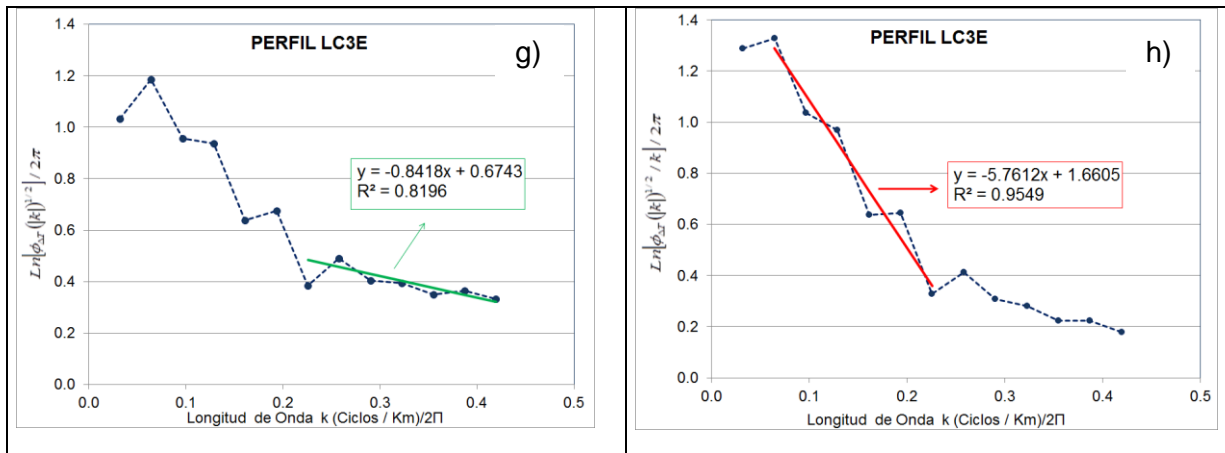
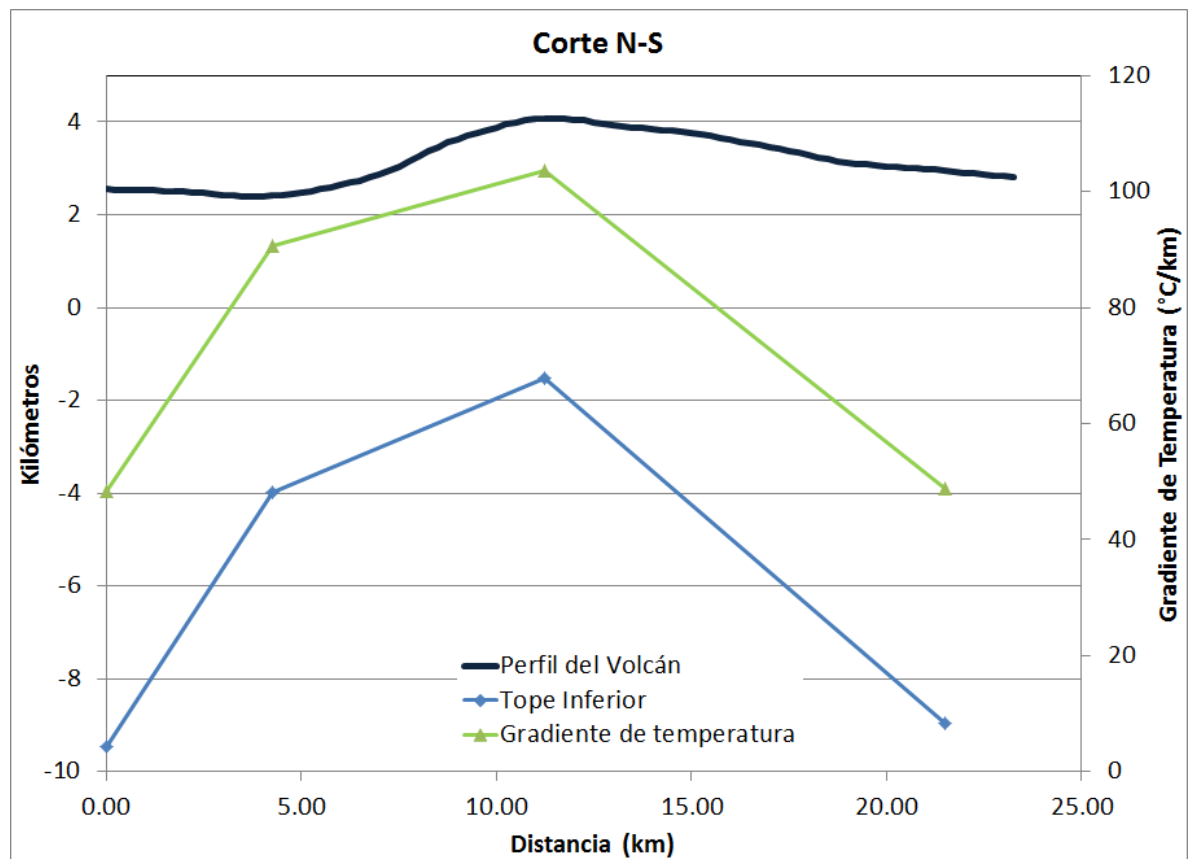


Figura 4-18. Gradiente de Temperatura. El tope inferior corresponde a la profundidad de Curie



4.6 Modelos magnéticos.

El modelamiento consiste en un análisis semicuantitativo de las anomalías magnéticas, teniendo en cuenta que permite inferir valores de las fuentes que originan las anomalías registradas en superficie. Para ayudar a restringir las soluciones del modelo, se parte de un modelo geológico, en el cual incluye el conocimiento que sobre el área se tiene. Por otra parte, se cuenta con los valores de profundidad obtenidos en la tabla-2. Se propone una estructura inicial, que nos da un valor de anomalía teórica y se compara con la anomalía observada. Se hacen las respectivas modificaciones del modelo inicial, hasta que la respuesta del modelo calculado se ajuste satisfactoriamente con los datos observados, con un error que este por debajo del 5%.

Para este procedimiento, se usó el programa GM-SYSTM (GEOSOFT), que para datos magnéticos utiliza una rutina basada en el algoritmo de inversión Marquardt (1963), proceso que fue desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Las anomalías son modeladas por cuerpos poligonales con diferentes magnetizaciones que nos permite hacer un modelamiento en 2D.

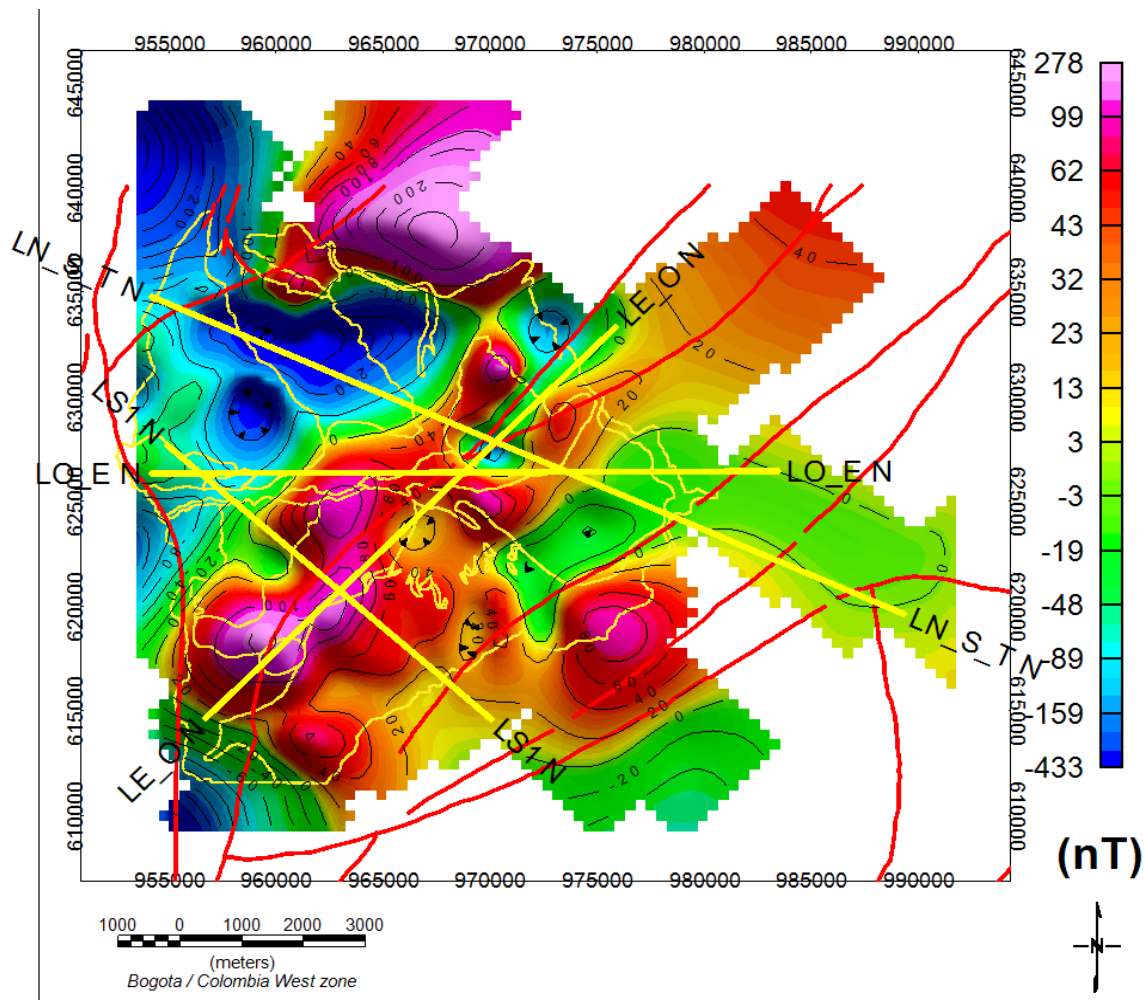
El modelamiento se realiza sobre perfiles, que simula un corte vertical de área, sobre el cual se construyen polígonos con diferentes valores de contraste de susceptibilidad, con extensión infinita, representando las estructuras geológicas. El modelo se ajusta modificando la forma, la ubicación y las características de los polígonos.

Los perfiles se definieron teniendo en cuenta las anomalías resaltables del área de estudio, que se observan en la AMCT (Figura 4-3), así como las formaciones geológicas que se detallan en la plancha 429 del mapa geológico de Nariño, (Murcia y Cepeda, 1991), como es el Sistema de Fallas de Romeral, el cerro la Guaca y el estado Galeras. De esta manera, se trazaron cuatro perfiles (Figura 4-19) y se obtuvieron 5 modelos magnéticos.

Según Murcia y Cepeda, 1991, el basamento del área de estudio está constituido por rocas del Complejo Migmatítico de la Cocha – Rio Tellez y rocas del Grupo Diabásico, siendo estas rocas desplazadas por el Sistema de Falla de Romeral. En superficie se tienen depósitos de flujos de lavas intercalados con depósitos de flujos piroclásticos y volcanoclásticos derivados de la actividad eruptiva del Complejo Volcánico Galeras.

En los modelos 2D, se observan en general tres grandes bloques, con diferentes valores de susceptibilidad, que en adelante tanto para la capa superficial como para la más profunda, definida como basamento magnético, tendrán los mismo valores de susceptibilidad, así: a la capa superficial se le asignó un valor de 0, teniendo en cuenta que son productos generados por la actividad volcánica de 1.1 Ma. A la capa más profunda, basamento magnético, se le asignó una susceptibilidad de 0.0001 SI, que según la literatura corresponde a rocas de tipo metasedimentarias y metabasaltos.

Figura 4-19. Perfiles seleccionados para modelar las fuentes principales en el área del complejo Volcánico Galeras. Las líneas amarillas corresponden a los perfiles seleccionados, las líneas rojas identifican las fallas que atraviesan el área.



• Modelo magnético 1: Perfil LS1N Regional

Tiene una longitud de 20 Km, azimut N131E. En este perfil se modeló la anomalía magnética regional y la anomalía magnética de Campo Total.

El perfil inicia a una altura de 2010 msnm, alcanza una máxima de 3140 msnm y baja nuevamente a 2875 msnm. Cruza de manera casi perpendicular al trazo de falla del Sistema de Fallas de Romeral, aproximadamente a 10 kilómetros desde el inicio del mismo (figura 4-19). La curva de anomalía observada (Figura 4-20), muestra una tendencia regional ascendente hacia el SE, desde -81 nT en el extremo NO, hasta 0.3 nT en el SE, el máximo valor de 18 nT, lo alcanza aproximadamente a los 11 Km del perfil.

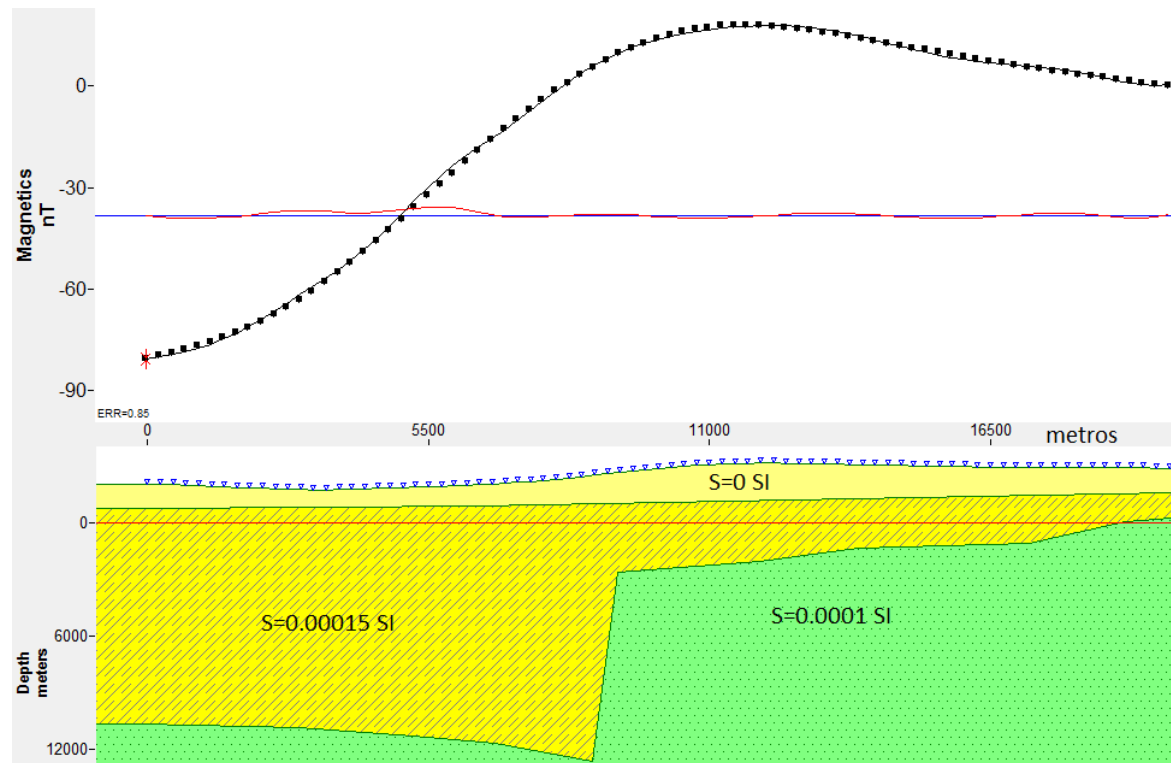
La tendencia regional se ajustó mediante el basamento magnético con un contraste de susceptibilidad de 0.0001 SI, cuyo límite inferior está a 13 Km por debajo de la línea 0, asociado con la profundidad de la isoterma de Curie. El basamento en el sector NO llega hasta una altura de 11 Km por debajo de la línea 0 y en el SE a 300 msnm. Entre los 9 y 10 Km, del perfil, se presenta un cambio de altura, de unos 10 Km, el cual puede estar asociado con el desplazamiento del trazo del Sistema de Fallas de Romeral, que de acuerdo a su movimiento y la tendencia que lleva (Murcia y otros, 1991), el bloque ubicado hacia el NO corresponde al bloque hundido y el bloque del SE, corresponde al bloque levantado.

Al bloque que suprayace al basamento (capa intermedia), se le asignó un contraste de susceptibilidad de 0.00015. Entre el inicio del perfil y hasta los 9 Km, sobre el área correspondiente al posible bloque hundido del basamento, el espesor de esta capa es de aproximadamente 12 Km, y en el bloque SE del basamento el espesor se adelgaza, cambiando de 3 Km a 2 Km aproximadamente.

Se observa un contacto discordante en el techo de la capa intermedia, que pone en contacto rocas de esta capa con la más superficial, a la que se le asignó un contraste de susceptibilidad de 0; el límite superior está limitado por las características morfológicas y topográficas del perfil. Tiene un espesor promedio de unos 1300 metros, con cambios mínimos en la topografía magnética.

El error de ajuste de este modelo es del 0.85 %.

Figura 4-20. Modelo magnético 1, perfil LS1N, azimuth N131E, con datos de anomalía magnética regional.



- **Modelo magnético 2: Perfil LS1N AMCT**

Este modelo utiliza el perfil anterior, utilizando datos de la anomalía magnética de Campo Total.

La tendencia general de la curva de anomalía observada (Figura 4-21), muestra también una tendencia regional ascendente hacia el SE, desde -55 nT en el extremo NO, hasta 14 nT en el SE. Sobre esta tendencia aparecen unos máximos y mínimos que oscilan entre -80, 120 nT. Este valor máximo se presenta a unos 11 Km desde el inicio del perfil.

Los valores de contraste de susceptibilidad asignados a las tres capas, son los mismos que en primer modelo, es decir, basamento 0.0001 nT, bloque intermedio 0.00015 nT y bloque superior 0. Aparece una nueva capa entre la intermedia y la superior, a la que se le asignó un valor de 0.000025 nT.

De igual manera que en el modelo anterior, la profundidad del basamento magnético de 13 Km por debajo de la línea 0, corresponde a la profundidad de la isoterma de Curie. En este modelo el espesor del basamento y sus características son similares al anterior. Hacia el NO llega hasta una altura de 12 Km por debajo de la línea 0 y en el SE a 0.8 Km debajo del nivel 0. El modelo indica también que el basamento se ve afectado posiblemente con la falla del Sistema de Fallas de Romeral a unos 10 Km, con un cambio de altura de unos 10 Km, con las características ya descritas anteriormente.

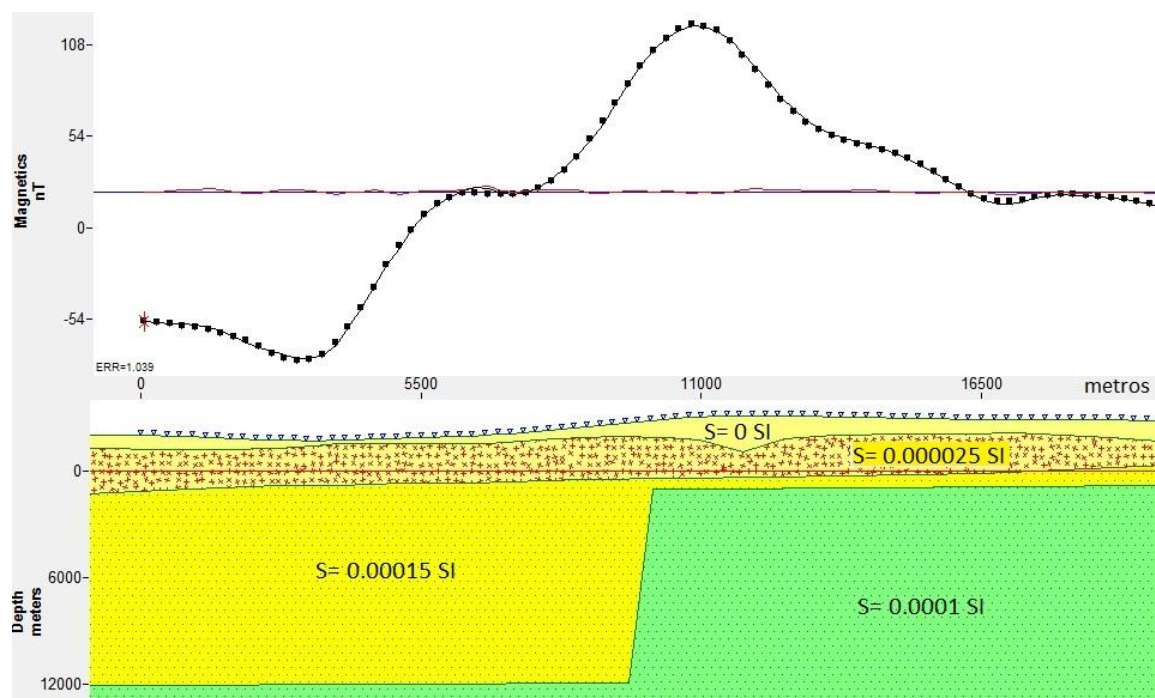
La capa que suprayace al basamento (capa intermedia baja), con un contraste de susceptibilidad de 0.00015, ubicada sobre el bloque hundido del basamento, tiene un espesor aproximado de 11 Km, y se adelgaza sobre el bloque levantado del basamento, con un espesor promedio de 1 Km. Este bloque se considera que rellenó al anterior.

En este modelo, el contacto se da entre la capa intermedia baja y la capa intermedia alta. A esta última se le asignó un valor de un contraste de susceptibilidad de 0.000025 nT. La base de esta capa en el sector NO está a 1.2 Km por debajo de la línea 0 y se levanta hasta el sector SE a 240 msnm, con variaciones mínimas. Tiene un espesor promedio de 2 Km.

Sobre la capa intermedia alta se encuentra la última capa superficial, con un contraste de susceptibilidad de 0, que es limitada por la topografía del perfil. Los máximos y mínimos que se encuentran a 3 Km, 6 Km y 10.8 Km, son modelados con cambios en la topografía magnética de esta capa. Hasta los 9 Km, el espesor de esta capa es de unos 500m, en la máxima variación magnética este espesor se incrementa a 2.8 Km, para luego disminuir y mantenerse hasta el final del perfil con aproximadamente 1 Km de espesor.

El error de ajuste de este modelo es del 1.04 %.

Figura 4-21. Modelo magnético 2, Perfil LS1N, con datos de anomalía magnética de Campo Total



- **Modelo magnético 3: Perfil LN_S_T N**

Este perfil es el de mayor longitud con 38,2 Km, su azimut es de N113E y cruza los dos bajos magnéticos que se consideran como los más resaltables en este trabajo: el asociado con la fuente nor-occidental y con el estado Galeras (Figura 4-3).

A partir del inicio del perfil y hasta los 4,5 Km. cruza el estado Pamba, entre los 4.5 Km y los 13.2 Km el estado Coba Negra, entre los 13.2 Km y los 15 Km el estado Jenoy, entre los 15 Km y los 20.7 Km Urcunina y nuevamente con el estado Jenoy entre los 20.7 y los 26 Km. Entre los 26 Km y los 38.2 Km, el perfil esta por fuera del edificio volcánico.

La anomalía magnética del perfil inicia con una tendencia descendente entre los -111 nT hasta -395, a 5.5 Km. Posteriormente a los 15 Km, asciende hasta 42 nT. Aproximadamente entre los 15 Km y 20 Km, hay un bajo magnético casi simétrico que desciende a 104 nT. En adelante la anomalía magnética es estable (Figura 4-22).

Para modelar, se utilizaron tres capas, el basamento con un contraste de susceptibilidad de 0.0001 SI, la intermedia con 0.000025 SI y la superior con 0. Adicionalmente se tienen dos bloques, el primero en los primeros kilómetros con un contraste de susceptibilidad de 0.0003 SI y el segundo de 0.

De acuerdo a la profundidad de la isoterma de Curie para esta zona, esta se encuentra entre 3 y 6 Km, limitando la profundidad magnética del basamento a estos valores. En el sector NO inicia en 450 msnm, a los 15 Km sube a 2.4 Km sobre el nivel del mar y hasta el final del perfil vuelve a descender a 2.5 Km por debajo del 0.

La capa intermedia que subyace al basamento, tiene un espesor variable entre 1 Km en el sector NO hasta 5 Km en el SE. Las suaves variaciones de la topografía en el sector E, modelan la anomalía de esta zona. A esta capa se le asignó un valor de contraste de susceptibilidad de 0.000025 nT. La base de esta capa en el sector NO está a 1.3 Km sobre el nivel del mar y se levanta hasta el sector SE a 2.2 Km sobre el nivel del mar, con variaciones mínimas. Tiene un espesor promedio que inicia en el centro del perfil con menos de 1 Km, y se incrementa lentamente hasta casi 5 Km.

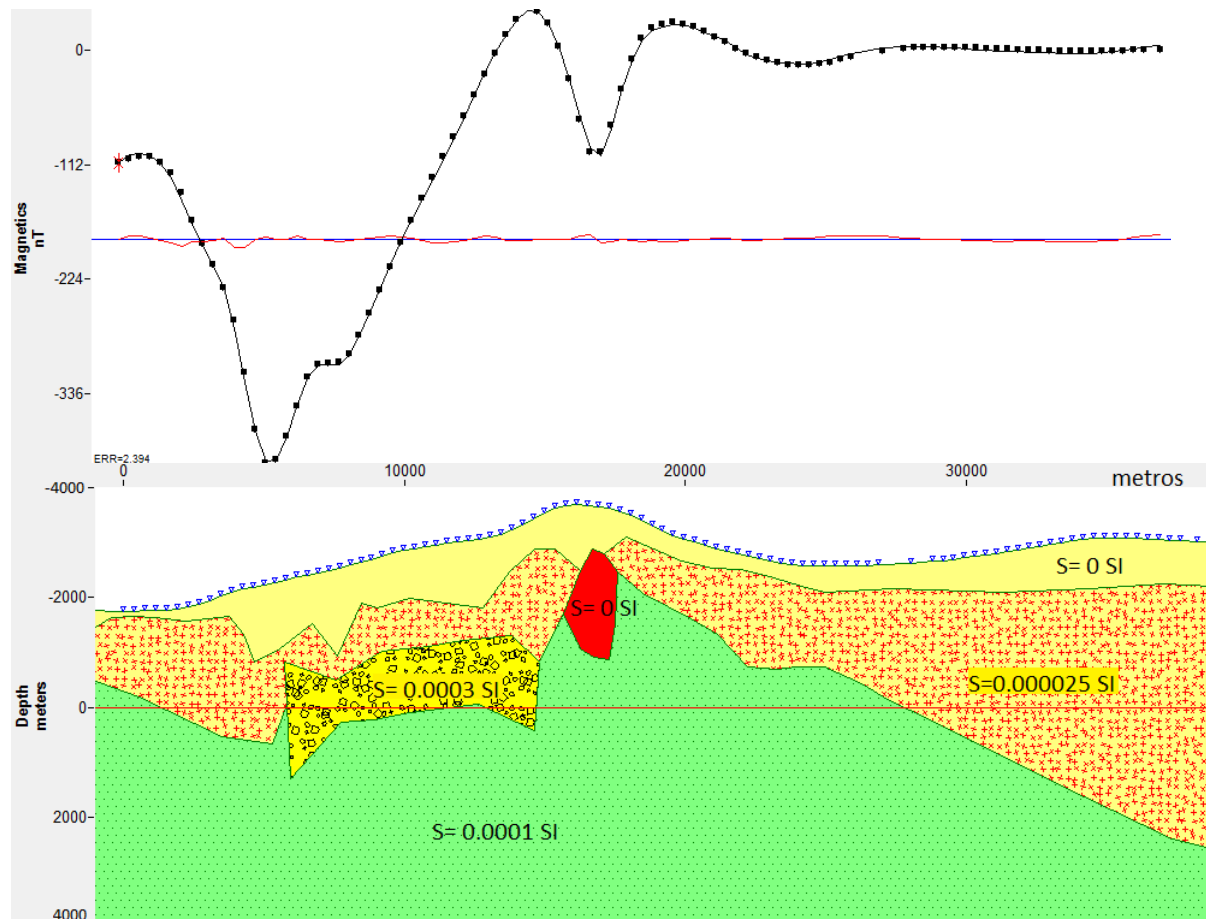
Entre el basamento y la capa intermedia aparece un bloque a manera de silo, al cual se le asignó un contraste de susceptibilidad de 0.0003 SI, con un espesor promedio de 1.2 Km, ubicado entre los 5.7 Km y 14.7 Km. y responsable del cambio de anomalía negativa a la positiva. Este bloque se encuentra por debajo de los estados Cuba Negra y Jenoy.

Dividendo la capa intermedia entre los 15 Km y los 18 Km, aparece un bloque irregular de 2 Km por 2 Km, con un contraste de susceptibilidad de 0, que por su ubicación y la actividad reciente del volcán, puede ser una posible cámara magmática y está limitada en superficie por el estado Urcunina. Este bloque modela la ondulación simétrica que aparece entre los 15 Km y los 20 Km.

Sobre la capa intermedia alta se ubica la capa superficial, con un contraste de susceptibilidad de 0, que es limitada por la topografía del perfil. El mínimo magnético de 4.4 nT, ubicado a 5.4 Km, es modelado en parte por el descenso de esta capa entre los 3.8 Km y los 9.1 Km, de una altura de 1.6 Km a 0.8 Km por encima del nivel 0.

El error de ajuste de este modelo es del 2.39 %.

Figura 4-22. Perfil LN_S_T N, con datos de anomalía magnética de Campo Total. La capa verde corresponde al basamento (susceptibilidad de 0.0001 SI); la capa amarilla con rojo, corresponde a la capa intermedia (susceptibilidad de 0.000025 SI); la capa amarilla corresponde a la capa superficial (susceptibilidad de 0).



- **Modelo magnético 4: Perfil LO_E N**

Este perfil es trazado de manera horizontal, con una longitud de 29.3 Km, pasando por el cráter del volcán Galeras. En superficie el perfil cruza, parte del estado Pamba, Jenoy y Urcunina, sin embargo hacia el centro del mismo pasa muy cerca del estado más antiguo que corresponde al Pamba (Figura 1-3 y 4-19).

Este perfil inicia en -50 nT y desciende en los 4.3 Km a -101 nT, asciende hasta 80 nT en el kilómetro 9, desciende suavemente hasta los 14.8 Km a 31 nT, a partir de este punto presenta una anomalía casi simétrica hasta los 18 Km, con un bajo de -26 nT. Hasta los 22 Km, desciende hasta -5 nT y hace una inflexión muy suave, para finalizar el perfil en 0 nT, (Figura 4-23).

Manteniendo la coherencia en con los modelos anteriores, para este nuevo perfil se utilizaron nuevamente tres capas con las mismas características de contraste de

susceptibilidad: basamento (0.0001 SI), capa intermedia (0.000025 SI) y capa superior (susceptibilidad 0). Se cuenta nuevamente con dos bloques, el primero ubicado entre 6 Km y 13.7 Km (0.0003 SI) y el segundo (en superficie) ubicado entre los 14.2 Km y los 14.6 Km, con contraste de susceptibilidad de 0.

Por estar este perfil ubicado cerca al anterior, la profundidad de la isoterma de Curie se encuentra a los 6 Km, limitando la profundidad magnética del basamento. En el sector NO, el basamento llega a una altura de 30 m por sobre el nivel 0 y en términos generales asciende en los 13.5 Km a 2.4 Km sobre el nivel del mar. En el sector Este, esta capa llega hasta 1.8 Km sobre el nivel del mar. Tanto el basamento como la capa intermedia son atravesados por una estructura en forma de dique.

La capa intermedia en el sector oeste alcanza una altura de 500 msnm, y hasta la parte media del perfil tiene un espesor variable que en promedio puede ser de 1 Km, sin embargo tiene dos zonas donde este se incrementa entre los 2.5 Km y 9 Km y el segundo entre los 10 Km y 13 Km, el primero ayudando a modelar la profundidad de la anomalía negativa y el segundo la curvatura de la parte positiva de la anomalía. La parte este de la capa intermedia tiene un mayor espesor entre los 14.5 Km y los 16.5 Km, con un espesor de cerca de 4.5 Km. Posteriormente y hasta finalizar el perfil esta capa se adelgaza con un espesor 500 metros.

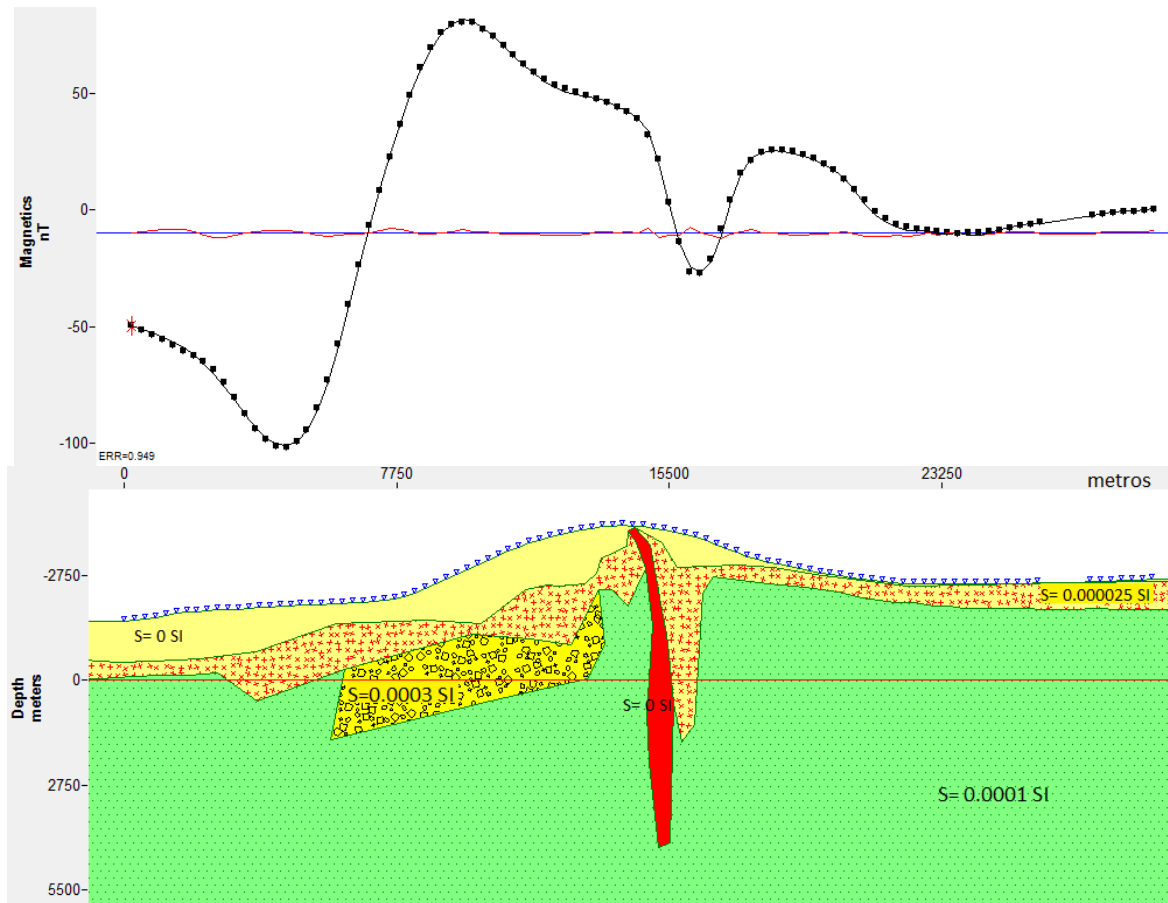
Nuevamente, entre el basamento y la capa intermedia aparece un bloque a manera de silo, (contraste de susceptibilidad de 0.0003 SI), ubicado entre los 6 Km y 13.5 Km, con un espesor promedio de 1.5 Km. el cual ayuda a modelar el ascenso de la anomalía desde el kilómetro 4.3 con -101 nT hasta el kilómetro 9.4 con 80 nT. Este bloque se encuentra por debajo de los estados Pamba y Jenoy.

La capa superficial (contraste de susceptibilidad 0), limitada por la topografía del perfil y con un espesor promedio de 1 Km. tiene en el sector oeste, variaciones en su topografía, para ayudar a modelar las variaciones suaves de la anomalía magnética. En el sector este solo se hace presente con un espesor muy bajo.

Dividiendo la capa intermedia y el basamento, aparece un dique inclinado que se prolonga en superficie, entre los 14,3 Km y los 14.5 Km y se extiende hasta los 4,6 Km por debajo del nivel del mar, con un espesor promedio de 300 m. Este dique se interpreta como el conducto principal del cráter activo del Volcán Galeras.

El error de ajuste de este modelo es del 0.95 %.

Figura 4-23. Perfil LO_E_ N, con datos de anomalía magnética de Campo Total. La capa verde corresponde al basamento (susceptibilidad de 0.0001 SI); la capa amarilla con rojo, corresponde a la capa intermedia (susceptibilidad de 0.000025 SI); la capa amarilla corresponde a la capa superficial (susceptibilidad de 0). La figura inferior corresponde a un detalle en profundidad del modelo.



• Modelo magnético 5: Perfil L_E_O N

Este perfil tiene una dirección N44E y una distancia de 26.8 Km; es casi paralelo al sistema de Fallas del Romeral y cruza en el SE al cerro la Guaca, mas adelante, cerca al cráter activo del volcán Galeras y finalmente por la anomalía negativa asociada al estado Galeras (Figura 4-19).

La anomalía magnética inicia en 11 nT, asciende con pendiente fuerte hasta los 4.1 Km a 171 nT, que corresponde al mayor alto magnético del perfil, y desciende, con algunas variaciones, hasta 50 nT, en el kilómetro 16.3. A partir de este punto y hasta los 19.7 Km, tiene un bajo magnético que alcanza en el kilómetro 8.3 unos -123 nT (Figura 4-24).

Siguiendo con las condiciones de las capas usadas en los anteriores modelos, se utilizaron tres capas: basamento (contraste de susceptibilidad 0.0001 SI), capa

intermedia (contraste de susceptibilidad 0.000025 SI) y capa superior (contraste de susceptibilidad 0). En este modelo de capas intervienen tres bloques adicionales, el primero y más cercano al perfil hasta los 5 Km, corresponde a un bloque a manera de silo, al cual se le asignó un contraste de susceptibilidad de 0.00013 SI, el segundo bloque a 17 Km, asociado posiblemente al silo descrito en los anteriores modelos, con contraste de susceptibilidad de 0.0003 SI, y el tercero ubicado a 18 Km con contraste de susceptibilidad de 0 (Figura 4-24).

Este perfil inicia en el sector SO, en donde se calculó una profundidad de la isoterma de Curie cercana a los 12 Km mientras que en el sector NE donde finaliza, esta profundidad está en 6 Km, por lo que la profundidad magnética del basamento esta en este rango. En general la altura de la parte superior del basamento está en 500 msnm.

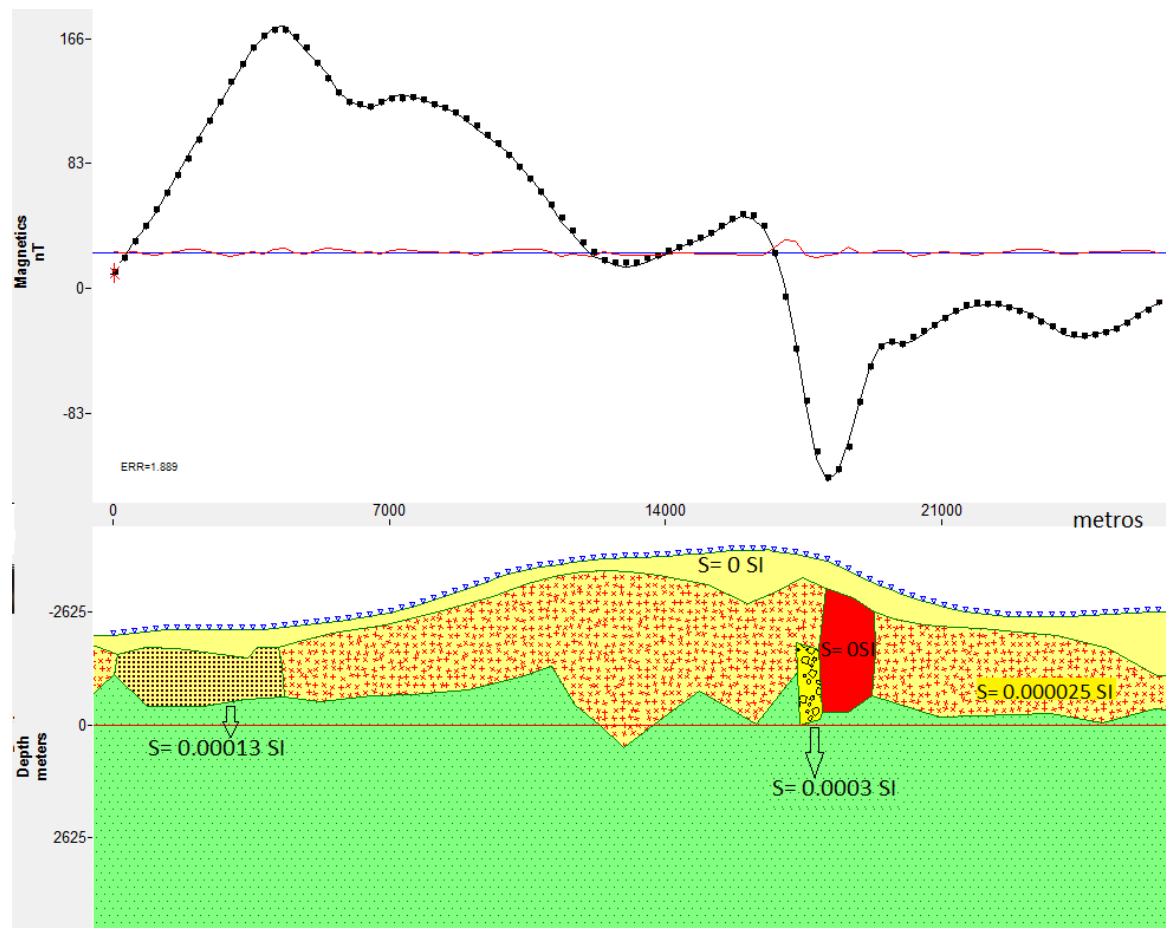
La capa intermedia en los dos extremos tiene una altura menor de 1 Km y su límite superior tiene algunas variaciones en su topografía que ayudan en el modelamiento de las anomalías. A inicios del perfil, desaparece y es reemplazada por un bloque de unos 5 Km de largo por 1 Km de alto, ubicado debajo del cerro la Guaca. Posteriormente, la capa intermedia, alcanza un espesor cercano a los 2 Km, entre el kilómetro 6.4 y el kilómetro 16.8. En el kilómetro 17 y 9 aparece el bloque de unos 2 Km de altura, que como se mencionó anteriormente puede estar asociado al silo que aparece en los perfiles anteriores, indicando su sección transversal, sobre este perfil y sirve como punto de control del modelo realizado entre ese perfil y el perfil LN_S_T N, los cuales se cruzan en estas zonas cercanas

Separando la capa intermedia, y como responsable de la anomalía negativa ubicada a 18.2 Km, se presenta un bloque irregular con características similares a las descritas en el modelo magnético 3 del Perfil LN_S_T N, correspondiendo a otro punto de control de los dos perfiles involucrados y que se encuentra debajo del estado Urcunina.

Por su parte, la capa superficial limitada por la topografía del perfil tiene un espesor promedio de 400 m., en algunos sectores tiene espesores mayores que ayudan a modelar las curvaturas de las anomalías magnéticas.

El error de ajuste de este modelo es del 1.89 %.

Figura 4-24. Perfil LE_O N, con datos de anomalía magnética de Campo Total. La capa verde corresponde al basamento (susceptibilidad de 0.0001 SI); la capa amarilla con rojo, corresponde a la capa intermedia (susceptibilidad de 0.000025 SI); la capa amarilla corresponde a la capa superficial (susceptibilidad de 0). La figura inferior corresponde a un detalle en profundidad del modelo.



5. Capítulo 5. Conclusiones y Recomendaciones

- Las 286 estaciones de Campo Magnético Total, tomados alrededor del volcán, distribuidos en 16 perfiles internos y radiales al volcán, un perfil que bordeó la carretera circunvalar al volcán, un perfil que bordeó el Camino Real y 7 perfiles externos al volcán, permitieron una buena cobertura de información que facilitaron la interpretación de la misma y la construcción de modelos Geomagnéticos coherentes entre ellos y con la geología de la región.
- Se elaboró el mapa de anomalías magnética de Campo Total (AMCT), en donde se resaltan las anomalías negativas del nor-occidente, la anomalía asociada al estado Galeras continuando hacia en nor-este, y los altos magnéticos en dirección sur-occidente nor-oriente.
- En el mapa de anomalías regionales, muestran un alto magnético, concentrado en la parte sur-occidental, con un valor máximo ubicado geográficamente en el mismo sector.
- Utilizando el análisis espectral se realizó un estimativo de la profundidad de la Isoterma de Curie, definiendo que para la zona norte-occidente la profundidad está en 6.4 ± 0.3 Km, en la zona central a 5.6 ± 0.13 Km, mientras que para la zona sur esta se profundiza a 12 ± 0.17 Km; asociado a estas profundidades se obtuvo una gradiente de temperatura de 91 °C/Km, 104 °C/Km, 49 °C/Km, respectivamente.
- Aplicando el filtro de cosenos direccionales a 45° , se destacan las anomalías positivas que mantiene la dirección sur-occidente nor-oriente, el primero ubicado al nor-occidente del mapa y que coincide con el trazo de la falla de Manchabajoy y el segundo que se divide en la parte central del mapa, y que puede estar relacionado con El Sistema de Fallas de Romeral, la división de esta y la aparición de la Falla de Buesaco.
- Se realizaron cinco modelos 2D, utilizando cuatro perfiles que atraviesan las anomalías más destacadas. Estos modelos en general constan de tres capas con diferentes valores de susceptibilidad, la más profunda, definida como el basamento magnético con susceptibilidad de 0.0001 nT, una capa intermedia con susceptibilidad de 0.000025 nT, y una superficial a la que se le asignó un valor de susceptibilidad de 0 . Los errores de estos modelos estuvieron entre 0.9% y 2.4% , valores que según la literatura son aceptables teniendo en cuenta que un buen modelo, utilizando datos magnéticos, presenta valores por debajo del 5% .

- Tanto en el primero como en el segundo modelo, que atravesó la anomalía positiva y que se usó la información de AMCT y AMC Regional, en el basamento magnético se observó entre los 9 y 10 Km del perfil, un cambio de altura de unos 10 Km, que puede estar asociado con el desplazamiento del trazo del Sistema de Fallas de Romeral, indicando que los datos magnéticos responden a la afectación que sobre el basamento hizo el trazo de Fallas, o en un contexto regional, con la depresión entre las cordilleras occidental y central, sobre la cual está construido el CVG
- En los tres modelos restantes, se destacan además de las tres capas básicas, basamento, intermedia y superior, bloques que de alguna manera se encuentran presentes en los modelos y que pueden estar asociados con la geología de la región y con el comportamiento actual del volcán Galeras.
- En el modelo magnético 3, usando el perfil que atraviesa los mayores bajos magnéticos, entre el basamento y la capa intermedia aparece un bloque a manera de silo, con un espesor promedio de 1 Km y una longitud de 8 Km, ubicado debajo de los estados Coba Negra y Jenoy. Por su parte, en el modelo magnético 4, usando el perfil horizontal que atraviesa el cráter del volcán Galeras, aparece una estructura también a manera silo, con igual valor de susceptibilidad, con una longitud aproximada de 7.5 Km y espesor de 1.5 Km, este bloque se encuentra por debajo de los estados Pamba y Jenoy, considerando este como la continuación del que se presenta en el modelo magnético 3. Este mismo bloque aparece en el modelo 5, únicamente que con un espesor mucho menor, sugiriendo que corresponde a la sección transversal del mismo. Este bloque puede estar relacionado con los antiguos reservorios magmáticos del CVG.
- El segundo bloque (susceptibilidad de 0) que aparece en los modelos magnéticos 3 y 5, de unos 2 Km de sección localizada a unos 2 Km de profundidad debajo del estado Urcunina, puede ser asociado con una cámara magmática del volcán Galeras.
- En modelo magnético 4, utilizando el perfil que atraviesa el cráter del volcán, debajo del mismo aparece un dique inclinado que divide la capa intermedia y el basamento y que se extiende desde la superficie hasta los 4,6 Km por debajo del nivel del mar, con un espesor promedio de 300 m., el cual se interpreta como el conducto principal del cráter activo del Volcán Galeras.
- En el modelo magnético 5, el cual atraviesa el mayor alto magnético, aparece un nuevo bloque (susceptibilidad de 0.0001 SI), con una longitud de 5 Km y espesor de 1 Km, está debajo del cono cinerítico la Guaca, por lo cual se asocia a su proceso de formación.

RECOMENDACIONES

- Realizar mediciones de gradiente vertical de Campo Geomagnético Total para optimizar los cálculos de profundidad de la Isoterma de Curie

- Adelantar análisis para correlacionar con otros modelos geofísicos existentes en la zona, el contraste de susceptibilidad asociado con un control estructural que no aflora en superficie y que se observó usando el filtro de cosenos direccionales
- Correlacionar los modelos geofísicos existentes en el área para identificar anomalías en el CVG para realizar su respectiva interpretación.
- Retomar la toma de datos magnéticos en las estaciones que se fijaron, con el propósito de conocer la evolución térmica del área
- Establecer la red de bases como una red básica de monitoreo .

Bibliografía

Baranov, V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo gravimetric anomalies, *Geophysics* 22: 359-383.

Baranov y Naudi, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole, *Geophysics* 29: 67-79

Bhattacharyya, B. K. 1965. Two dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation, *Geophysics* 30: 829-857

Bhattacharyya, B.K., 1966. Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, 31: 97-97.

Blakely, R. J., 1988, Curie Temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada, *J. Geophys. Res* 93: 11817 – 11832

Blakely, R.J., 1995, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*: Cambridge, UK, Cambridge University Press, 411 p.

Blanco I. 1997. Análisis e Interpretación de las Anomalías Magnéticas de Tres Calderas Volcánicas: Decepción (Shetland del sur, Antártida), Furnas (San Miguel, Azores) y Las Cañadas del Teide (Tenerife, Canarias).

Boler F. M., 1978. Aeromagnetic measurements, magnetic source depths and the curie point isotherm in the vale-owyhee, Oregon. M. Sc. Thesis, Oregon State University, Corvallis.

Buntebarth, 1994. Introducción a los aspectos aplicados y teóricos de la conducción del calor en la Tierra.

Calvache M. L.; WILLIAMS, S. N. 1997. Geochemistry and petrology of the Galeras Volcanic Complex, Colombia. *Jour. Volc. Geotherm. Research*, 77:21-38.

Calvache M. L. 1995. The geological evolution of Galeras Volcanic Complex. Tesis doctorado (unpublished), U. Arizona, 180 p. Arizona.

Calvache, M. L.; Cortés, G. P. 1996. Estratigrafía del Complejo Volcánico del Galeras. 7 Congr. Col. Geol. Bogotá.

Calvache, M. L.; Cortés, G. P.; Williams, S. N. 1997. Stratigraphy and chronology of the Galeras Volcanic Complex, Colombia. *Jour. Volc. Geotherm. Research*, 77:5-19.

- Campos-Enríquez, J. O. Arroyo-Esquivel, M. A. y Urrutia-Fucugauchi, J., et al., 1990.** Basement, Curie isotherm and a shallow-crustal structure of the Trans-Mexican volcanic belt, from aeromagnetic data, *Tectonophysics* 172: 77-90
- Cepeda, H.** 1985. Anotaciones acerca de la geología del volcán Galeras, Colombia, S.A. 6 Congr. Latinoame. Geol., (1):339-383. Bogotá.
- Connard, G., Couch, R y Gemperle, M., 1983.** Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in Central Oregon, *Geophysics* 48: 376-390
- Bath, M., 1974.** Spectral Analysis in Geophysics. Seismological Institute University of Uppsala, Sweden. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam-Oxford-New York.
- Hahn, A., E. Kind and D.C. Mishra, 1976.** Depth estimate of magnetic sources by means of Fourier amplitude spectra. *Geophy. Prosp.*, 24: 287-308.
- Henderson, R. G. and Zietz I., 1949.** The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity fields, *Geophysics* 14: 517-534
- Li, Yaoguo and Oldenburg, D. W.** Stable reduction to the pole at the magnetic equator. *Geophysics*, vol. 66 No 2. March – April 2001: p. 571-578
- L.I. Nwankwo, P.I. Olasehinde and C.O. Akoshile, 2011.** Heat Flow Anomalies from the Spectral analysis of Airborne Magnetic data of Nupe Basin, Nigeria. *Asian Journal of Earth Science* 4 (1):20-28,2011. ISSN 1819-1886/DOI: 10.3923/ajes. 2011.2028
- Marquardt D.W., 1963,** An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. *J. SIAM* 11, 431–441.
- Naudy, H. and Dreyer, H., 1968.** Essai de filtrage non-lineaire applique aux profiles aeromagnetiques: *Geophys. Prosp.*, 16, 171-178. Ontario Geological Survey , 1990,
- Moncayo E.** 2004, Tomografía por Coda Q en el Volcán Galeras, Nariño. Tesis de pregrado Universidad Nacional de Colombia.
- Murcia, A., Cepeda, H., 1984.** Geología y geoquímica de la Plancha 429 Pasto. INGEOMINAS. Bogotá
- Ospina L** 2006. Tomografía tridimensional del volcán Galeras. Tesis de pregrado Universidad de Caldas.
- Ordóñez, L. A., 1992.** Un modelo estructural del volcán galeras: Tesis Ms.C. Geofísica, Unal, Bogotá.
- Parasnis D. S.** 1970. Principios de Geofísica Aplicada. Paraninfo, Madrid. 208 p
- Rosebach, 1953.** A contribution to the computation of the "Second Derivate" from gravity data. *Gwophysics*, 18 (4): 894-907
- SANCHEZ, J., et. al., 2005.** Mapeo espacial del parámetro b en el volcán Galeras, Colombia. Segundo Simposio Colombiano de Sismología. 18 p.
- Salem, A., K. Ushijima, a. elsirafi and H. Mizanaga, 2000.** Spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal reconnaissance of Quseir area, Northern Red Sea,

Egypt. Proceedings of the World Geothermal Congress, (WGC'00), Kyushu Japan, pp: 1669-1673

Shuey, R. T. , Schellinger, D. K., Tripp, A. C. y Alley, L. B., 1977. Curie-depth determination from aeromagnetic spectra, Geophysic. J. Roy. Astr. Soc. 50: 75-101

Smith, R. B. , R. T. Shuey, R. O. Freidline, R. M. Otis and L. B. Alley, 1974. Yellowstone hot spot: New magnetic and seismic evidence. Geology, 2: 451-455

Spector, A. y Grant, F. S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data, Geophysics 35: 293-302

Stacey, F.D., 1969, Physics of the Earth: John Wiley & Sons, New York.

Tanaka, A., Okubo, y Matsubayashi, O. 1999. Curie-point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. Tectonophysics 306, 461–470.

Turcotte, D.L. y Schubert, G. (1982), Geodynamics-Applications of continuum physics to geological problems. Wiley. Nueva York. . Cambridge: Cambridge University Press

Tselentis G-A., 1991. An attempt to define Curie point depths in Greece from Aeromagnetic and Heat Flow data. PAGEOPH, 136, 1, 87-101

Tutorial de Geosoft Inc., 2007

Udias, A., Mezcua, J., 1997. Fundamentos de Geofísica. Alianza Editorial, S.A., Madrid. 476p.

<http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/magfield.shtml>.

A. Anexo 1: Anomalía de Campo Geomagnético Total, Galeras 2008, 2009

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
1100	25/02/2009	1.1977	-77.2426	2680.2	-368.1
1102	25/02/2009	1.2009	-77.2264	2756.8	-111.5
1103	25/02/2009	1.1792	-77.1968	3132.6	-22.3
1104	25/02/2009	1.1664	-77.1547	2872.3	229.8
1322	16/03/2009	1.2576	-77.2918	2762.1	-472.2
1323	16/03/2009	1.2657	-77.2748	2873.3	16.2
1324	16/03/2009	1.2783	-77.2538	2808.2	-95.9
1325	16/03/2009	1.3026	-77.2252	2683.0	-56.4
1401	27/11/2008	1.2279	-77.2937	2588.2	219.7
1402	27/11/2008	1.2199	-77.2894	2570.4	294.8
1403	27/11/2008	1.2163	-77.2983	2696.8	126.1

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
1404	27/11/2008	1.2071	-77.2992	2713.5	-27.2
1405	27/11/2008	1.2004	-77.3055	2760.9	-411.7
1406	27/11/2008	1.1879	-77.3038	2851.8	-90.9
1407	27/11/2008	1.1817	-77.3130	2986.4	38.8
1408	27/11/2008	1.1763	-77.3219	3109.8	577.4
1409	27/11/2008	1.1710	-77.3288	3200.8	-60.1
1410	27/11/2008	1.1650	-77.3358	3267.8	125.2
1411	02/12/2008	1.1592	-77.3294	3181.6	34.6
1412	02/12/2008	1.1525	-77.3215	3070.7	-229.9
1413	02/12/2008	1.1549	-77.3128	2979.3	187.0
1414	02/12/2008	1.1559	-77.3033	2917.8	-199.8
1415	02/12/2008	1.1636	-77.3031	2902.2	153.0
2100	25/06/2008	1.2079	-77.3589	4063.0	244.0
2101	25/06/2008	1.2118	-77.3559	4024.0	472.4
2102	25/06/2008	1.2141	-77.3519	3984.1	208.0
2103	25/06/2008	1.2159	-77.3478	3942.5	-89.2
2104	25/06/2008	1.2213	-77.3447	3874.4	103.3

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
2106	25/06/2008	1.2271	-77.3456	3819.5	-451.3
2107	25/06/2008	1.2331	-77.3462	3604.4	-468.8
2108	25/06/2008	1.2131	-77.3314	3370.1	568.3
2109	25/06/2008	1.2169	-77.3280	3239.0	275.4
2110	25/06/2008	1.2246	-77.3265	3103.3	-407.8
2111	25/06/2008	1.2246	-77.3221	3035.2	126.0
2112	25/06/2008	1.2166	-77.3131	2913.5	-33.3
2113	25/06/2008	1.2147	-77.3073	2825.3	67.3
2114	25/06/2008	1.2129	-77.3035	2785.5	76.8
2115	25/06/2008	1.2104	-77.3003	2715.5	-38.2
2117	08/08/2008	1.2403	-77.3892	3484.6	-192.7
2118	08/08/2008	1.2369	-77.3857	3538.0	1235.6
2119	08/08/2008	1.2356	-77.3809	3619.6	548.2
2120	08/08/2008	1.2353	-77.3763	3702.3	-212.8
2121	08/08/2008	1.2352	-77.3713	3686.4	-356.5
2122	08/08/2008	1.2363	-77.3671	3677.3	-135.4
2123	08/08/2008	1.2405	-77.3624	3635.6	14.1

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
2124	08/08/2008	1.2441	-77.3575	3549.5	855.7
2125	08/08/2008	1.2427	-77.3529	3520.2	-519.5
2126	08/08/2008	1.2391	-77.3484	3460.6	97.7
2127	08/08/2008	1.2355	-77.3447	3438.5	-556.7
2128	08/08/2008	1.2329	-77.3402	3372.8	798.3
2129	08/08/2008	1.2317	-77.3359	3322.9	-8.9
2130	08/08/2008	1.2270	-77.3315	3226.2	161.8
2200	15/07/2008	1.2516	-77.3761	2829.6	142.7
2201	15/07/2008	1.2563	-77.3786	2771.9	97.5
2202	15/07/2008	1.2610	-77.3787	2706.3	-59.0
2203	15/07/2008	1.2657	-77.3784	2647.5	-156.6
2204	15/07/2008	1.2712	-77.3781	2579.0	-406.9
2205	15/07/2008	1.2744	-77.3758	2537.4	-256.0
2206	15/07/2008	1.2784	-77.3748	2502.0	-298.7
2207	15/07/2008	1.2831	-77.3741	2466.0	-114.4
2208	15/07/2008	1.2871	-77.3717	2482.3	-179.3
2301	13/08/2008	1.2045	-77.3562	3938.7	371.4

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
2302	13/08/2008	1.2008	-77.3534	3820.5	144.0
2303	13/08/2008	1.1967	-77.3514	3777.6	160.8
2304	13/08/2008	1.1930	-77.3487	3719.2	236.7
2305	19/08/2008	1.1892	-77.3467	3689.9	-184.8
2310	19/08/2008	1.2715	-77.3303	2484.6	-285.7
2311	19/08/2008	1.2594	-77.3331	2648.7	-722.1
2313	11/03/2009	1.2556	-77.3360	2749.3	128.6
2314	11/03/2009	1.2509	-77.3377	2847.7	532.7
2315	11/03/2009	1.2471	-77.3382	2988.1	-264.6
2316	11/03/2009	1.2426	-77.3406	3112.7	-157.7
2317	11/03/2009	1.2384	-77.3425	3280.7	-57.9
2318	12/03/2009	1.3028	-77.3720	2620.5	289.6
2319	12/03/2009	1.3194	-77.3875	2620.5	328.3
2320	12/03/2009	1.3433	-77.3933	2552.7	-54.3
2321	12/03/2009	1.3731	-77.3763	2494.5	-15.7
2400	20/11/2008	1.2885	-77.3659	2491.9	-15.8
2401	20/11/2008	1.2867	-77.3573	2394.3	-97.8

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
2402	22/11/2008	1.2786	-77.3495	2472.7	-102.6
2403	22/11/2008	1.2746	-77.3416	2523.6	-260.7
2404	22/11/2008	1.2690	-77.3361	2518.8	158.6
2405	22/11/2008	1.2600	-77.3306	2587.1	177.2
2406	22/11/2008	1.2506	-77.3234	2622.7	218.8
2407	23/11/2008	1.2486	-77.3135	2616.7	-376.3
2408	23/11/2008	1.2392	-77.3075	2524.4	-134.7
2409	23/11/2008	1.2350	-77.3004	2502.1	-141.6
2410	23/11/2008	1.2924	-77.3780	2379.5	-410.0
2411	23/11/2008	1.2931	-77.3891	2262.9	-334.0
2412	23/11/2008	1.2979	-77.3993	2192.1	67.1
2413	24/11/2008	1.2961	-77.4096	2194.9	-221.6
2414	24/11/2008	1.2902	-77.4026	2231.5	-187.4
2415	24/11/2008	1.2885	-77.4109	2313.1	-241.5
2416	24/11/2008	1.2870	-77.4209	2349.7	132.8
2417	24/11/2008	1.2833	-77.4289	2272.6	-1303.4
2418	24/11/2008	1.2885	-77.4360	2191.4	140.5

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
2419	24/11/2008	1.2943	-77.4456	2076.4	204.9
2420	24/11/2008	1.2863	-77.4521	2084.9	-376.6
2500	06/12/2008	1.2840	-77.4208	2467.8	-687.9
2501	06/12/2008	1.2775	-77.4185	2542.6	-589.4
2502	06/12/2008	1.2735	-77.4152	2592.3	-536.9
2503	06/12/2008	1.2672	-77.4135	2635.0	-222.4
3000	04/08/2008	1.1517	-77.3394	3211.3	-24.7
3100	19/08/2008	1.1852	-77.3439	3640.4	-154.3
3101	19/08/2008	1.1802	-77.3446	3561.3	610.0
3102	04/08/2008	1.1746	-77.3422	3478.6	-65.0
3103	04/08/2008	1.1725	-77.3385	3359.8	-237.9
3104	04/08/2008	1.1668	-77.3408	3274.8	172.0
3105	04/08/2008	1.1610	-77.3426	3230.9	2.5
3106	04/08/2008	1.1573	-77.3420	3225.3	-85.1
4100	31/07/2008	1.1531	-77.4151	2722.4	253.7
4101	31/07/2008	1.1513	-77.4191	2646.8	98.4
4102	31/07/2008	1.1475	-77.4223	2602.7	95.1

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
4103	31/07/2008	1.1432	-77.4247	2533.3	118.5
4104	31/07/2008	1.1391	-77.4267	2503.1	90.8
4105	31/07/2008	1.1341	-77.4284	2421.2	307.5
4106	31/07/2008	1.1308	-77.4311	2366.1	148.2
4107	31/07/2008	1.1226	-77.4291	2500.6	51.9
4108	31/07/2008	1.1136	-77.4350	2600.1	54.0
4109	01/08/2008	1.1059	-77.4253	2667.2	154.6
4200	04/08/2008	1.1552	-77.3840	3263.3	-49.1
4201	04/08/2008	1.1513	-77.3857	3190.5	144.8
4202	01/08/2008	1.1463	-77.3869	3094.6	56.6
4203	01/08/2008	1.1394	-77.3843	3015.6	51.6
4204	01/08/2008	1.1350	-77.3847	2971.9	99.1
4300	01/08/2008	1.1396	-77.4077	2811.7	54.9
4333	01/04/2009	1.1585	-77.3682	3425.3	131.1
4334	01/04/2009	1.1574	-77.3709	3430.3	267.0
4335	01/04/2009	1.1618	-77.3719	3495.4	375.0
4336	01/04/2009	1.1669	-77.3723	3558.4	429.7

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
4337	02/04/2009	1.1547	-77.3676	3291.7	134.4
4338	02/04/2009	1.1508	-77.3651	3187.8	127.1
4739	02/04/2009	1.1453	-77.3647	3149.5	-28.1
4340	02/04/2009	1.1395	-77.3623	3083.2	-82.0
4400	29/11/2008	1.1591	-77.3431	3243.4	75.7
4401	29/11/2008	1.1553	-77.3508	3218.2	-45.4
4402	29/11/2008	1.1479	-77.3562	3167.5	22.0
4403	29/11/2008	1.1387	-77.3576	3079.6	17.2
4404	29/11/2008	1.1320	-77.3685	2992.1	-99.8
4405	29/11/2008	1.1295	-77.3782	2908.2	93.0
4406	29/11/2008	1.1240	-77.3854	2831.5	-221.6
4407	29/11/2008	1.1186	-77.3939	2767.7	-47.7
4408	29/11/2008	1.1170	-77.4049	2706.7	5.6
4409	29/11/2008	1.1150	-77.4122	2613.8	-310.5
4500	03/03/2009	1.1305	-77.3607	3051.4	-13.6
4501	03/03/2009	1.1439	-77.3466	3182.3	61.9
4502	03/03/2009	1.1346	-77.3057	3141.6	-36.5

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
4503	03/03/2009	1.0984	-77.3021	3025.2	-158.6
4504	03/03/2009	1.0988	-77.2679	3134.0	-232.9
4700	11/12/2008	1.1910	-77.3859	3929.8	34.2
4701	11/12/2008	1.1881	-77.3894	3846.3	-170.9
4702	11/12/2008	1.1833	-77.3919	3786.6	138.0
4703	11/12/2008	1.1801	-77.3952	3741.4	104.4
4704	11/12/2008	1.1773	-77.3993	3649.4	-132.7
4705	11/12/2008	1.1731	-77.4012	3491.1	126.5
4706	12/12/2008	1.1668	-77.4020	3297.4	352.0
4707	12/12/2008	1.1631	-77.4054	3184.0	173.6
4708	13/12/2008	1.1598	-77.4070	3107.0	190.0
4709	13/12/2008	1.1527	-77.4063	2980.4	-27.8
4710	13/12/2008	1.1459	-77.4068	2892.1	-329.8
4711	12/12/2008	1.1602	-77.3823	3410.7	203.5
4712	12/12/2008	1.1548	-77.3828	3283.1	-36.5
5000	06/08/2008	1.1452	-77.4543	2219.5	-197.6
5001	18/12/2008	1.1126	-77.4220	2670.0	105.2

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
5002	30/11/2008	1.1097	-77.4310	2627.7	123.6
5003	30/11/2008	1.1202	-77.4297	2522.9	-103.5
5004	30/11/2008	1.1313	-77.4279	2411.6	143.1
5005	30/11/2008	1.1359	-77.4373	2317.1	201.1
5006	30/11/2008	1.1447	-77.4402	2256.1	-750.5
5007	01/12/2008	1.1536	-77.4463	2050.8	238.0
5008	01/12/2008	1.1605	-77.4528	1986.8	359.1
5009	01/12/2008	1.1698	-77.4539	1909.9	43.8
5010	01/12/2008	1.1793	-77.4563	1763.6	-157.9
5011	01/12/2008	1.1878	-77.4588	1723.0	0.7
5012	01/12/2008	1.1964	-77.4618	1642.5	-121.7
5013	01/12/2008	1.1363	-77.4100	2790.8	257.8
5014	01/12/2008	1.1290	-77.4147	2772.0	167.3
5015	01/12/2008	1.1197	-77.4172	2718.8	5.8
5100	10/12/2008	1.1703	-77.4478	2026.9	-8.3
5101	10/12/2008	1.1730	-77.4436	2123.2	-107.7
5102	10/12/2008	1.1722	-77.4400	2172.8	-112.8

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
5103	10/12/2008	1.1733	-77.4363	2195.2	-93.1
5104	10/12/2008	1.1707	-77.4537	1912.0	-109.4
5200	16/12/2008	1.2024	-77.4557	1807.1	44.1
5201	16/12/2008	1.2022	-77.4508	1880.3	-258.7
5202	16/12/2008	1.2015	-77.4465	1951.4	23.2
5203	16/12/2008	1.2027	-77.4419	2022.1	287.5
5204	13/02/2009	1.2018	-77.4373	2098.1	182.6
5205	13/02/2009	1.2023	-77.4317	2101.1	136.2
5206	13/02/2009	1.2037	-77.4279	2107.8	156.0
5207	13/02/2009	1.2036	-77.4231	2165.0	140.6
5208	13/02/2009	1.2040	-77.4202	2192.6	-41.5
5209	13/02/2009	1.2055	-77.4158	2251.6	178.1
5300	04/03/2009	1.1119	-77.4510	2529.3	-142.5
5301	04/03/2009	1.1045	-77.4508	2214.0	121.5
5302	04/03/2009	1.0863	-77.4358	2020.1	-232.9
5303	04/03/2009	1.0674	-77.4460	2039.8	-36.7
5330	24/03/2009	1.1563	-77.4546	1925.4	103.1

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
5331	24/03/2009	1.1545	-77.4643	1792.5	102.4
5332	24/03/2009	1.1527	-77.4671	1738.0	59.8
6100	06/07/2008	1.2461	-77.4107	3113.6	-326.2
6101	06/07/2008	1.2436	-77.4131	3021.0	-206.5
6102	06/07/2008	1.2464	-77.4179	2953.8	-919.7
6103	06/07/2008	1.2475	-77.4217	2861.7	-1007.8
6104	07/07/2008	1.2391	-77.4079	2862.8	480.1
6105	07/07/2008	1.2332	-77.4129	2676.4	-305.1
6106	07/07/2008	1.2296	-77.4181	2326.6	220.7
6107	07/07/2008	1.2253	-77.4187	2250.7	89.7
6108	08/07/2008	1.2217	-77.4202	2206.9	139.5
6109	08/07/2008	1.2186	-77.4228	2149.3	158.3
6110	08/07/2008	1.2163	-77.4289	2079.5	126.2
6111	08/07/2008	1.2143	-77.4331	2042.5	-20.4
6112	06/08/2008	1.2083	-77.4408	1947.2	-142.4
6113	06/08/2008	1.2084	-77.4469	1900.3	-51.4
6114	06/08/2008	1.2095	-77.4551	1811.0	282.0

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
6115	06/08/2008	1.2076	-77.4595	1756.4	-53.7
6116	06/08/2008	1.2021	-77.4599	1727.4	-34.0
6117	06/08/2008	1.2075	-77.4703	1652.4	-57.6
6118	06/08/2008	1.2062	-77.4756	1602.7	-128.6
6119	06/08/2008	1.1939	-77.4704	1592.9	-21.4
6120	03/12/2008	1.2199	-77.4852	1655.6	-617.3
6121	03/12/2008	1.2280	-77.4908	1772.7	-47.5
6122	03/12/2008	1.2385	-77.4890	1765.0	-158.0
6123	04/12/2008	1.2471	-77.4926	1699.2	-153.9
6124	04/12/2008	1.2529	-77.4742	1803.9	100.1
6125	04/12/2008	1.2498	-77.4657	1961.8	-66.7
6126	04/12/2008	1.2164	-77.4670	1860.8	-39.3
6127	04/12/2008	1.2194	-77.4752	1906.5	582.3
6128	04/12/2008	1.2255	-77.4820	2051.7	-502.6
6129	04/12/2008	1.2366	-77.4797	2170.7	174.2
6130	11/02/2009	1.2408	-77.4794	2042.1	-144.7
6131	11/02/2009	1.2467	-77.4787	1924.3	329.0

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
6132	11/02/2009	1.2491	-77.4758	1838.6	257.2
6133	11/02/2009	1.2521	-77.4719	1864.0	34.9
6134	11/02/2009	1.2517	-77.4673	1920.8	-3.8
6135	11/02/2009	1.2497	-77.4631	2051.9	50.8
6136	12/02/2009	1.2497	-77.4589	2262.2	-724.1
6137	12/02/2009	1.2493	-77.4541	2426.7	-897.0
6138	12/02/2009	1.2496	-77.4495	2388.2	-513.8
6139	12/02/2009	1.2523	-77.4446	2482.3	-334.7
6140	12/02/2009	1.2525	-77.4396	2608.5	-73.2
6219	03/12/2008	1.2158	-77.4773	1668.9	-75.8
6500	10/02/2009	1.2650	-77.4322	2506.6	-277.9
6501	10/02/2009	1.2614	-77.4305	2574.8	-74.2
6502	10/02/2009	1.2578	-77.4267	2702.2	-396.8
6503	10/02/2009	1.2546	-77.4247	2789.0	-108.6
7100	09/07/2008	1.2478	-77.4263	2782.0	-198.1
7101	09/07/2008	1.2480	-77.4312	2641.9	137.6
7102	09/07/2008	1.2541	-77.4342	2576.3	126.7

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
7103	09/07/2008	1.2561	-77.4375	2575.8	92.1
7104	09/07/2008	1.2583	-77.4397	2556.2	196.4
7105	09/07/2008	1.2585	-77.4457	2500.2	17.9
7106	09/07/2008	1.2630	-77.4485	2431.1	-165.2
7107	09/07/2008	1.2689	-77.4558	2334.7	-133.8
7108	14/08/2008	1.2757	-77.4566	2244.5	-582.4
7109	14/08/2008	1.2755	-77.4636	2162.9	-963.9
7110	14/08/2008	1.2748	-77.4672	2097.5	-737.3
7111	14/08/2008	1.2801	-77.4687	1920.5	-174.1
7112	14/08/2008	1.2914	-77.4733	1844.0	-238.9
7200	05/12/2008	1.2823	-77.4499	2148.1	-421.0
7201	05/12/2008	1.2783	-77.4478	2238.3	-556.4
7202	05/12/2008	1.2750	-77.4442	2287.5	-801.5
7203	05/12/2008	1.2726	-77.4406	2369.5	-639.8
7204	05/12/2008	1.2679	-77.4385	2439.9	-403.8
7300	05/12/2008	1.2862	-77.4422	2230.5	-712.2
7301	05/12/2008	1.2829	-77.4368	2384.9	-1302.0

Estación	Fecha	Latitud	Longitud	h-elipsoidal	Anomalía magnética
7302	05/12/2008	1.2775	-77.4356	2434.6	-1315.2
7303	05/12/2008	1.2742	-77.4338	2435.4	-599.4
7304	05/12/2008	1.2704	-77.4321	2478.2	-315.5
7326	19/03/2009	1.3071	-77.4734	1863.8	95.7
7327	19/03/2009	1.3251	-77.4805	1788.2	395.8
7328	19/03/2009	1.3407	-77.4751	1617.5	56.8
7329	19/03/2009	1.3527	-77.4737	1394.6	-257.8
7401	25/11/2008	1.2985	-77.4535	1876.2	-84.5
7402	25/11/2008	1.3029	-77.4608	1783.3	-239.0
7403	25/11/2008	1.2951	-77.4588	1734.4	99.1
7404	25/11/2008	1.2983	-77.4684	1832.5	68.6
7405	25/11/2008	1.2914	-77.4733	1835.7	-165.0
7406	25/11/2008	1.2778	-77.4735	1821.6	-33.5
7407	25/11/2008	1.2721	-77.4803	1776.2	-138.1
7408	25/11/2008	1.2613	-77.4802	1691.1	1.1
7409	25/11/2008	1.2531	-77.4831	1690.9	161.2

B. Anexo 2: Comportamiento de las bases ocupadas en las campañas de magnetometría realizadas en el volcán Galeras durante 2008 2009

Figura 1. Comportamiento de la base 1000 para la campaña realizada en el 2009.

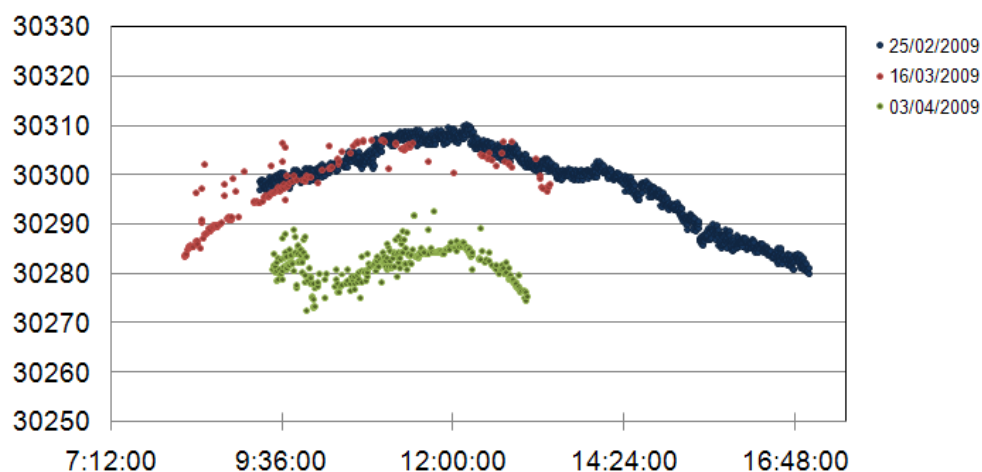


Figura 2. Comportamiento de la base 2000. Esta base fue la más usada en las campañas del 2008 y las del 2009.

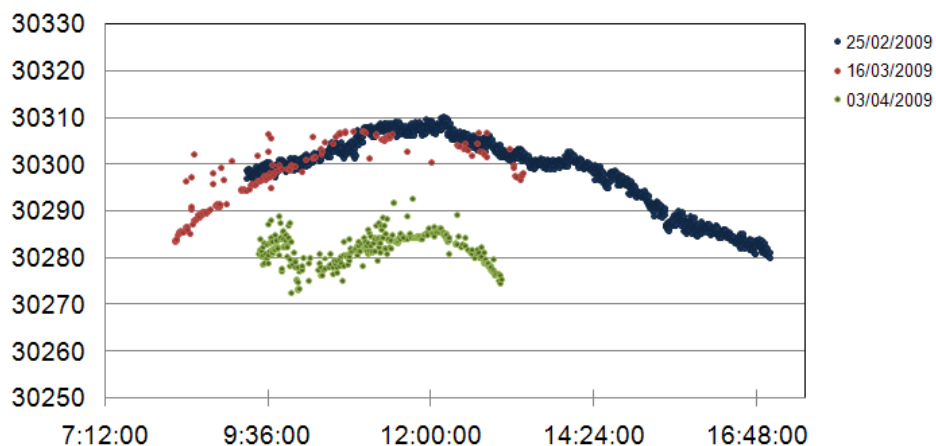


Figura 3. Comportamiento de la base 2000. Esta base fue la más usada en las campañas del 2008 y las del 2009.

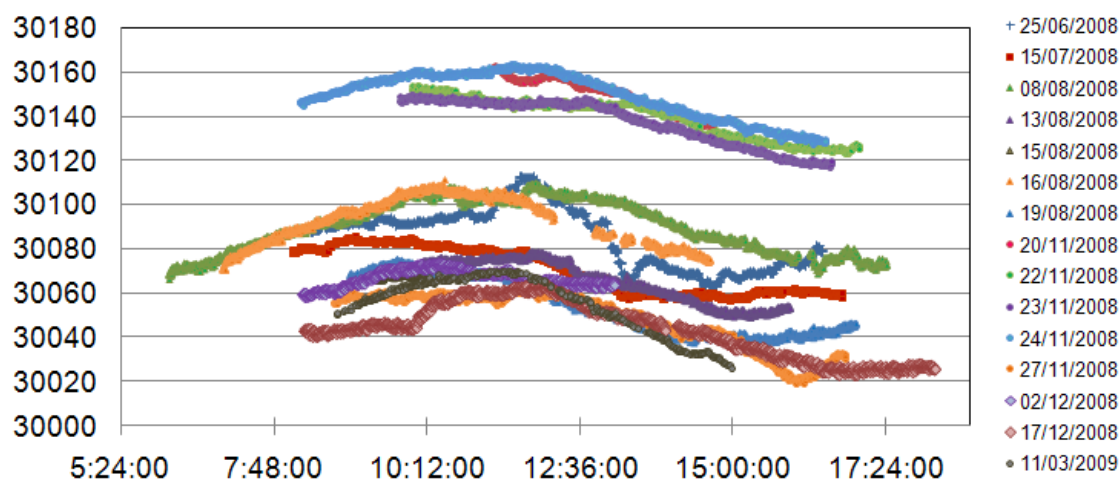


Figura 4. Comportamiento de la base 2207 para la segunda campaña del 2008 y la del 2009.

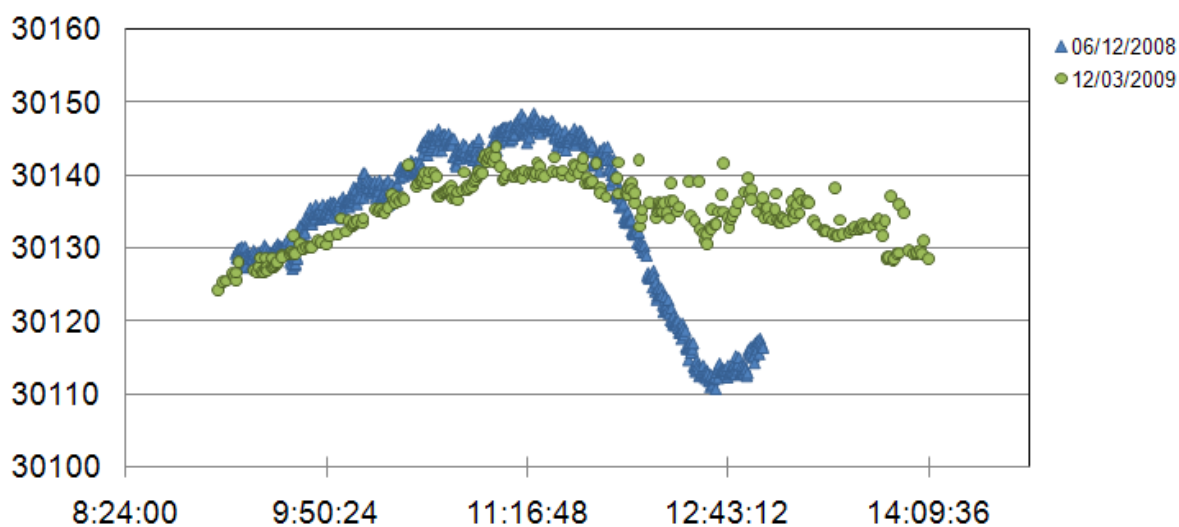


Figura 5. Comportamiento de la base 4000 para las campañas del 2008 y la del 2009.

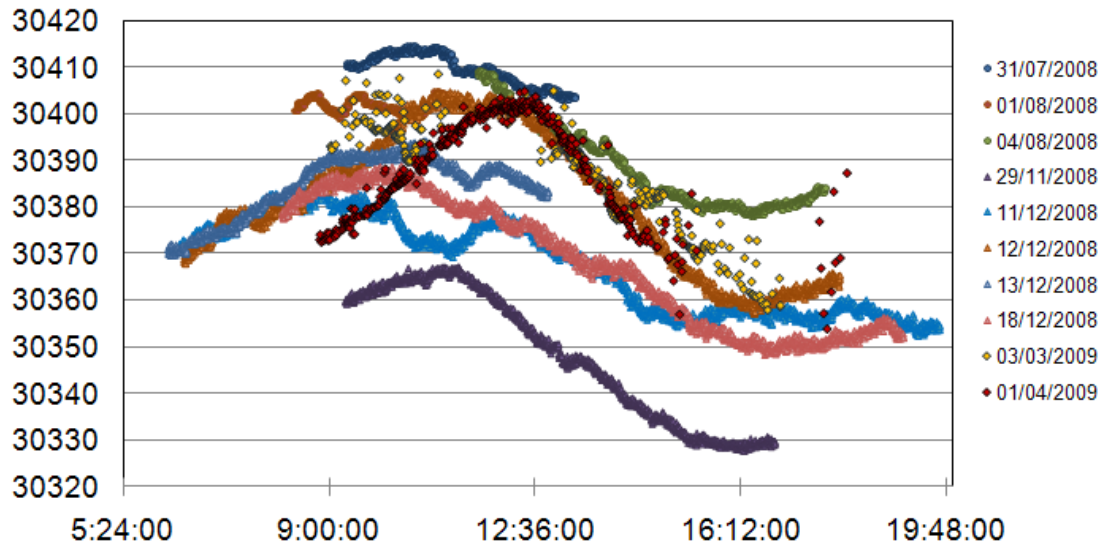


Figura 6. Comportamiento de la base 5000 para la campaña del 2008 y del 2009

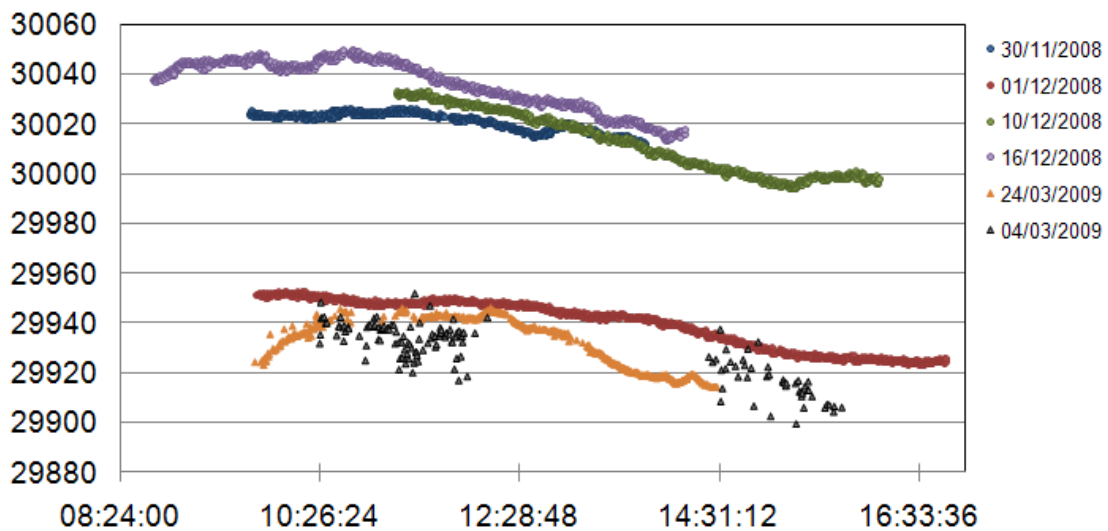


Figura 7. Comportamiento de la base 6000 para la campaña del 2008 y del 2009

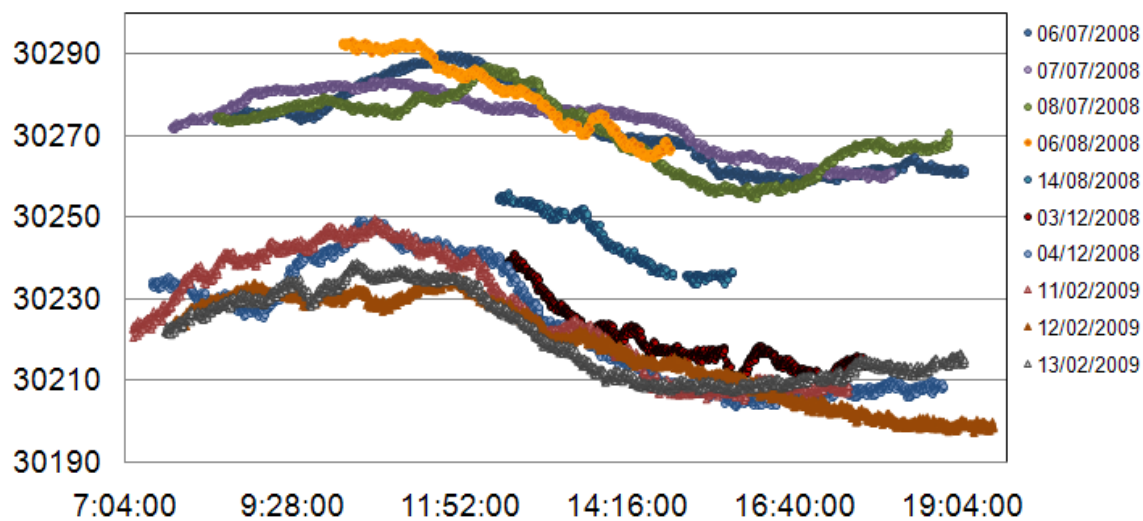


Figura 8. Comportamiento de la base 7000 para la campaña del 2008 y del 2009

